



TITLE:

散水が耕地微気象に与える効果に関する研究(Dissertation_全文)

AUTHOR(S):

川島, 茂人

CITATION:

川島, 茂人. 散水が耕地微気象に与える効果に関する研究. 京都大学, 1989, 農学博士

ISSUE DATE:

1989-05-23

URL:

<https://doi.org/10.14989/doctor.r6906>

RIGHT:

新 制
農
542

京大附図

散水が耕地微気象に与える効果 に関する研究

川 島 茂 人

散水が耕地微気象に与える効果 に関する研究

川島 茂 人

まえがき

耕地の微気象を人工的に改良しようとする技術の多くは、気象災害を防ぐ目的で開発され、経験的に用いられてきた。本研究では、散水手法による微気象改変効果を、耕地における実験結果とモデルシミュレーションにもとづき検討する。

日中において、地上にふりそそいだ太陽エネルギーは、地表や植被などにおいていくつかのエネルギー形態に姿を変えるが、そのほとんどが顕熱フラックスと潜熱フラックスになり大気中に拡散してゆく。また、エネルギー変換点である地表や植被の温度は、乱流拡散により大気中に広がってゆく顕熱フラックスにほぼ比例している。そこで散水により潜熱フラックスを増加させれば、顕熱フラックスは減少するため、地表や植被の温度は低下する。これが高温時における散水による微気象改変効果の原理である。

地域の気象環境は日射、降水、大規模な大気の流れなどの外部からの要因と、地域自体の持っている地形、植生、土壌、水分環境などの内部要因が複雑にからみあって生み出される。これらの中で我々が変化させようするのは内部要因の方であるが、散水は局所的な人工降水と考えられるし、送風ファンによりある程度風をつくりだすこともできる。冬期夜間のように大気が安定した状況では、土壌の熱的性質が微気象環境、とくに温度場に与える影響が大きいと考えられる。また土壌の熱的性質は土壌水分量に関係している。そこで散水により土壌の熱的性質を変え、冬期夜間の気温や地温の低下を緩和できる可能性がある。これが低温時における事前散水による微気象改変効果の原理である。

第1章から第3章は第I編として、夏期高温時における散水が、植被のある耕地の微気象にどのような効果を与えるかについて検討する。第4章と第5章は第II編として、冬期低温時における事前の散水が、土壌の熱的性質の変化を介して耕地の微気象にどのような効果を与えるかについて検討する。なお、本研究はつくば市及び京都市において行ない、群落や地表上に形成される境界層内での現象を対象とした。

目次

第Ⅰ編 夏期高温時における散水の効果

第1章 散水と日中の熱収支	1
第1節 熱収支評価の基礎	1
1. 熱収支	1
2. 純放射フラックス	2
3. 顕熱フラックス	3
4. 潜熱フラックス	5
5. 地中熱フラックス	9
第2節 日中の散水効果に関する従来の研究	10
1. Seginer の研究	10
2. Lomas等 の研究	11
3. 我が国における研究	13
第2章 夏期高温時における散水が植被の疎な植物群落の 微気象に与える効果	15
第1節 実験方法	15
1. 実験圃場の概況	15
2. 群落の特性	15
3. 測定項目とセンサー	16
4. データ収集、処理システム	18
第2節 実験結果	19
1. 温度に与える効果	20
2. 相対湿度に与える効果	23
3. 放射収支に与える効果	24

4. 地中熱フラックス密度に与える効果	31
5. 顕熱フラックス密度に与える効果	32
6. 潜熱フラックス密度に与える効果	33
7. 熱収支構造に与える効果	36
8. 土壌水分と土壌熱容量の測定結果	37
第3節 群落表面温度の変化	38
1. 降温過程	39
2. 散水時平衡過程	45
第4節 散水効果の一般化と予測	49
1. 散水下の熱収支構造の予測	49
2. 群落表面温度の推定	55
第5節 章のまとめ	58

第3章 夏期高温時における散水が植被の密な植物群落の

微気象に与える効果	61
第1節 実験方法	61
1. 実験圃場の概況	61
2. 群落の特性	62
3. 測定方法	62
第2節 実験結果	64
1. 温度に与える効果	65
2. 相対湿度に与える効果	69
3. 放射に与える効果	71
4. 地中熱フラックス密度に与える効果	72
5. 顕熱フラックス密度に与える効果	75
6. 潜熱フラックス密度に与える効果	75
7. 熱収支構造に与える効果	78
8. 土壌水分と土壌熱容量の測定結果	80

第3節 群落表面温度の変化	80
1. 降温過程	81
2. 散水時平衡過程	84
第4節 散水効果の一般化と予測	86
1. 散水下の熱収支構造の予測	86
2. 群落表面温度の推定	92
第5節 章のまとめ	94

第II編 冬期低温時における散水の効果

第4章 散水と夜間の熱収支	99
第1節 夜間熱収支評価の基礎	99
1. 大気中の熱収支モデル	99
2. 土壌中の熱収支モデル	104
3. 大気中のモデルと土壌中のモデルの結合	106
第2節 夜間冷却に関する従来の研究	107
1. Lake の研究	108
2. Funk の研究	109
3. Oke の研究	109
4. Zdunkowski等 の研究	110
第5章 冬期低温時、土壌水分と風速が裸地の微気象に与える効果	112
第1節 夜間低温時の大気-土壌熱収支モデル	112
1. 接地大気中のモデル	112
2. 土壌中のモデル	114

第2節	夜間観測	115
1.	観測方法	115
2.	観測結果	116
第3節	モデルの検証	119
第4節	実測条件下でのシミュレーション	121
1.	土壌の乾湿が温度環境に及ぼす影響	121
2.	風速の強弱が温度環境に及ぼす影響	123
3.	熱収支構造の変化	124
第5節	一般化した条件下でのシミュレーション	126
1.	地表面の熱収支構造	126
2.	地表面温度	128
第6節	章のまとめ	130
第6章	結論	132
第1節	夏期高温時における散水の効果	132
第2節	冬期低温時における事前散水の効果	136
	謝辞	138
	引用文献	139
Appendix A	気象データ収集、処理プログラム (Apple-Basic)	143
Appendix B	夜間冷却シミュレーションプログラム (FORTRAN)	147

主な記号

アルファベット

- a : 空気の単位長さあたりの吸収率 (m^{-1})
- b : 空気の単位長さあたりの反射率 (m^{-1})
- c : 定数
- c_p : 空気の比熱 ($\text{J/kg}^\circ\text{C}$)
- $c_p \rho$: 空気の体積熱容量で 1 216 ($\text{J/m}^3 \text{ }^\circ\text{C}$)
- c_p^* : 群落の平均比熱 ($\text{J/kg}^\circ\text{C}$)
- $c_s \rho_s$: 土壌の体積熱容量 ($\text{J/m}^3 \text{ K}$)
- c_w : 水の比熱で 4.178 ($\text{J/g}^\circ\text{C}$)
- c_{vr} : 土壌の固相の体積熱容量 ($\text{J/m}^3 \text{ K}$)
- c_{vw} : 土壌中の水の体積熱容量 ($\text{J/m}^3 \text{ K}$)
- d : 地表面修正量 (m)
- D_a : 大気の大気差 (mb)
- E : 蒸発散速度 ($\text{g/m}^2\text{s}$)
- e : 大気中の水蒸気圧 (mb)
- e_a : 大気の水蒸気圧 (mb)
- e_s : 表面水蒸気圧 (mb)
- $e_s(T)$: 気温 T における飽和水蒸気圧 (mb)
- G : 地中熱フラックス密度 (W/m^2)
- G' : 地中熱フラックス密度と単位時間内の群落貯熱量
変化の和 (W/m^2)
- g : 重力加速度で 9.8 (m/s^2)
- g : 拡散速度 (m/s)

H	: 顕熱フラックス密度 (W/m^2)
K_H	: 顕熱の拡散係数 (m^2/s)
K_s	: 土壌の熱伝導率 ($J/m \ s \ K$)
K_w	: 水蒸気の乱流拡散係数 (m^2/s)
k	: カルマン定数で0.4
L	: モニン・オブコフの長さ (m)
L_d	: 下向き長波放射フラックス密度 (W/m^2)
L_u	: 上向き長波放射フラックス密度 (W/m^2)
l	: 水の気化潜熱で2430 (J/g)
lE	: 潜熱フラックス密度 (W/m^2)
l^*	: 群落の実質的厚さ (m); 群落を圧縮した場合の厚さ
M	: 光合成反応と呼吸により消費されるエネルギーの消費速度 (W/m^2)
P	: 気圧で1013 (mb)
P_R	: 固相率
P_w	: 含水率
P_1	: 経験的に定める安定度のパラメータ
P_2	: 分子拡散係数 (m^2/s)
R_H	: 相対湿度 (%)
R_i	: リチャードソン数; 大気の安定度を表わす指標の一つ
R_N	: 純放射フラックス密度 (W/m^2)
R_{Ni}	: 等温純放射 (W/m^2); 表面温度が気温と等しいと仮定した時の純放射
r	: 拡散抵抗 (s/m)
r_H	: 大気と表面の間の熱に対する拡散抵抗 (s/m)
r_R	: 放射熱交換に対する抵抗 (s/m)
r_w	: 大気と表面の間の水蒸気に対する拡散抵抗 (s/m)
r_{RH}	: 顕熱交換に対する群落境界層抵抗 (s/m)

- r_{aw} : 潜熱交換に 対する群落境界層抵抗 (s/m)
 r_{lw} : 潜熱交換に対する群落抵抗 (s/m) ; バルクの気孔抵抗
 S_R : 散水強度で $2.222 (g/m^2 s)$
 S_T : 群落の貯熱量変化 (W/m^2)
 S_d : 下向き短波放射 (W/m^2)
 S_u : 上向き短波放射 (W/m^2)
 s : 飽和水蒸気圧曲線 $e_s(T)$ の $T = T_A$ における傾き
 (mb/°C)
 T : 気温 (°C) もしくは気温 (K)
 T_A : 気温 (°C)
 T_E : 平衡状態での群落表面温度 (°C)
 T_I : 初期群落表面温度 (°C)
 T_L : 群落表面温度 (K)
 T_H : 散水水温 (°C)
 T_S : 地温 (K) もしくは表面温度 (K)
 T_W : 湿球温度 (°C)
 t : 時間 (s)
 $U(z)$: 高度 z における風速 (m/s)
 U_* : 摩擦速度 (m/s)
 V_w : 水の移動量 ($kg/m^2 s$)
 W : 下方浸透に伴う下向き正の熱フラックス (W/m^2)
 z : 地表面からの高さ (m)
 z_o : 粗度 (m)

ギリシャ文字

α	: アルベド (反射率)
β	: ボーエン比
γ	: 乾湿計定数 (mb/°C)
γ_E	: 実験的乾湿計定数 (mb/°C)
γ_T	: 理論的乾湿計定数 (mb/°C)
Δt	: 時間きざみ (s)
Δz	: 空気層の厚さ (m)
ϵ	: 射出率 (m^{-1})
ϵ_L	: 植被の射出率
ϵ_s	: 土壌の射出率
ζ	: $= z / L$
ρ	: 空気の密度 (kg/m^3)
ρ^*	: 群落の平均密度 (kg/m^3)
$\rho^* l^*$: 群落層の植物量 (バイオマス) (kg/m^2)
σ	: ステファーン-ボルツマン定数で $5.6703 \times 10^{-8} (W/m^2 K^4)$
τ	: 時定数 (s)
ϕ_H	: 大気の安定度の効果を表わす普遍関数

第 I 編 夏期高温時における 散水の効果

日本では、夏期高温時に散水を行うことは、古くから行われてきた。これは、散水によって、地面の温度を下げ、作物の生育を促進し、また、害虫の発生を抑制するためである。散水の効果は、散水の回数、散水の量、散水の時期などに依存する。散水の回数が増えるほど、散水の効果が大きくなる。散水の量は、散水の回数と散水の効果に比例する。散水の時期は、散水の効果が最大になる時期である。

散水の効果は、散水の回数、散水の量、散水の時期などに依存する。散水の回数が増えるほど、散水の効果が大きくなる。散水の量は、散水の回数と散水の効果に比例する。散水の時期は、散水の効果が最大になる時期である。散水の効果は、散水の回数、散水の量、散水の時期などに依存する。散水の回数が増えるほど、散水の効果が大きくなる。散水の量は、散水の回数と散水の効果に比例する。散水の時期は、散水の効果が最大になる時期である。

散水の効果は、散水の回数、散水の量、散水の時期などに依存する。散水の回数が増えるほど、散水の効果が大きくなる。散水の量は、散水の回数と散水の効果に比例する。散水の時期は、散水の効果が最大になる時期である。散水の効果は、散水の回数、散水の量、散水の時期などに依存する。散水の回数が増えるほど、散水の効果が大きくなる。散水の量は、散水の回数と散水の効果に比例する。散水の時期は、散水の効果が最大になる時期である。

散水の効果は、散水の回数、散水の量、散水の時期などに依存する。散水の回数が増えるほど、散水の効果が大きくなる。散水の量は、散水の回数と散水の効果に比例する。散水の時期は、散水の効果が最大になる時期である。散水の効果は、散水の回数、散水の量、散水の時期などに依存する。散水の回数が増えるほど、散水の効果が大きくなる。散水の量は、散水の回数と散水の効果に比例する。散水の時期は、散水の効果が最大になる時期である。散水の効果は、散水の回数、散水の量、散水の時期などに依存する。散水の回数が増えるほど、散水の効果が大きくなる。散水の量は、散水の回数と散水の効果に比例する。散水の時期は、散水の効果が最大になる時期である。

第 1 章 散水と日中の熱収支

第 1 節 熱収支評価の基礎

1. 熱収支

熱力学の第 1 法則であるエネルギー保存の原理にもとづき、地表面の熱収支は次式 (1-1) で表わされる。

$$R_N = H + 1E + G \quad (1-1)$$

ここで、 R_N は純放射フラックス密度 (W/m^2)、 H は顕熱フラックス密度 (W/m^2)、 $1E$ は潜熱フラックス密度 (W/m^2)、 G は地中熱フラックス密度 (W/m^2) である。Fig. 1-1 に日中の地表面熱収支の概念図を示す。

地表面に植物群落が存在する場合、群落の熱収支は次式 (1-2) により表わされる。

$$R_N = H + 1E + G' + M \quad (1-2)$$

ここで、 G' は地中熱フラックス密度と単位時間内の群落貯熱量変化の和 (W/m^2)、 M は光合成反応と呼吸により消費されるエネルギー

の消費速度 (W/m^2) である。一般的に群落貯熱量変化は、特別に大きな葉や茎を持つ植物や森林以外では小さい。夏期 R_N は $400 W/m^2$ 程度であるのに対し、例えば非常に密な植物群落は $1 m^2$ 当たり $3 kg$ の水分を保持するが、群落の温度が 1 時間に $5^\circ C$ 変化しても、群落貯熱量変化は $17.5 W/m^2$ にしかない。そこで群落温度が急激に変化しない限り G' は G にほぼ等しい。 M は、最も

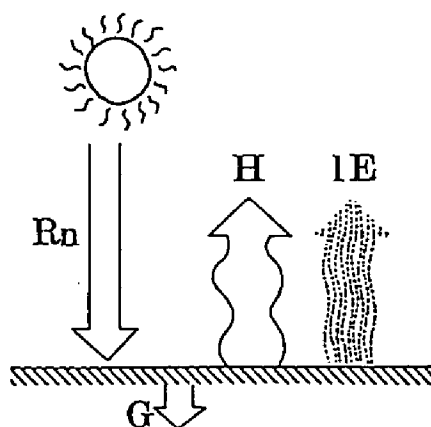


Fig. 1-1 日中の熱収支

大きな場合においても R_n の 5 % にも満たないため、熱収支式においては普通無視される。

熱収支を問題にする場合、まずその熱収支が、ある面における熱収支なのか、ある空間を対象とした熱収支なのかを考えなければならない。式 (1-1) は前者に属し、式 (1-2) は後者に属する。さらに時間的な問題として、フラックスの収支なのか、エネルギーの収支なのかを考えなければならない。熱収支におけるフラックスとは、ある面を通して、単位時間に通過するエネルギーである。式 (1-1)、(1-2) はともにフラックスの収支である。フラックスはある時刻において定義される量であるが、各瞬間におけるフラックスの収支を問題にすることは、乱流輸送や乱流現象を扱う場合以外はあまり意味がないので、一般的な熱収支では、数分間から数十分間平均のフラックスの収支について議論する。これは、熱収支各項の値を測定するための測定機器のほとんどが、ある程度の平均化時間を要することにも起因している。

熱収支の評価を複雑にしている現象の 1 つに移流がある。水平方向に一様でない接地気層においては、一般的にフラックスの水平成分が場所によって異なる。すなわちフラックスの水平方向の発散が存在する。このことは、熱収支を 3 次元的に評価しなければならないことを意味する。しかしながら、接地気層を扱った研究のほとんどは、水平方向に一様な場を前提にしており、そこから導かれた理論式や経験式が、どの程度 3 次元的な現象にあてはまるかについては、現在大きな問題である。そこで本論文では、特にことわりのないかぎり、水平方向に一様な場を対象として考える。野外実験もこの前提に適合するよう、十分な吹送距離をとって観測した。

次に熱収支式の各項について簡単に述べる。

2. 純放射フラックス

純放射フラックスは、熱収支式中の熱源となる項であり、次式 (1-3) の右辺各項から成り立つ。

$$R_N = S_d - S_u + L_d - L_u \quad (1-3)$$

ここで、 S_d は下向き短波放射 (W/m^2)、 S_u は上向き短波放射 (W/m^2)、 L_d は下向き長波放射 (W/m^2)、 L_u は上向き長波放射 (W/m^2) である。

R_N を得るには、純放射計により直接測定する方法と、式(1-3)の右辺各項を個別に評価し、その合計として求める方法がある。

S_d 、 S_u は、日射計をそれぞれ上向き、下向きに設置することにより測定される。 S_u は次式(1-4)により、 S_d と関係づけられる。

$$S_u = \alpha S_d \quad (1-4)$$

ここで、 α はアルベド (反射率) である。

L_d 、 L_u は、純放射計感部の半球を一定温度のカップで覆った測器で測定することができる。 L_d を気温や湿度などから推定しようとする試みが多くなされている。その一例として、次のSwinbank¹⁾の式がある。

$$L_d = 1.20 \sigma T^4 - 171 \quad (1-5)$$

ここで、 T は気温 (K) である。 L_u は表面温度の関数として、次式(1-6)により表わされる。

$$L_u = \epsilon \sigma T_s^4 \quad (1-6)$$

ここで、 ϵ は表面の射出率、 σ はステファーン-ボルツマン定数で $5.6703 \times 10^{-8} (W/m^2 K^4)$ 、 T_s は表面温度 (K) である。

3. 顕熱フラックス

日中の接地気層において、顕熱は主に乱流により輸送され、顕熱フラックス

スは、次式(1-7)で表わされる。

$$H = - c_p \rho K_H \frac{dT}{dz} \quad (1-7)$$

ここで、 $c_p \rho$ は空気の体積熱容量で $1216(\text{J}/\text{m}^3 \text{ } ^\circ\text{C})$ 、 K_H は熱の乱流拡散係数 (m^2/s)、 T は気温 ($^\circ\text{C}$)、 z は地表面からの高さ (m)である。

K_H は定義によって、次式(1-8)で表わされる。

$$K_H = k U_* z / \phi_H \quad (1-8)$$

ここで、 k はカルマン定数で0.4、 U_* は摩擦速度 (m/s)、 ϕ_H は大気不安定度の効果を表わす普遍関数である。 ϕ_H の形として、様々な式が提案されている。一例として、Businger等²⁾の式は、

$$\phi_H = 0.84(1-7.9\xi)^{-1/2} \quad (-2 \leq \xi \leq 0) \quad (1-9)$$

$$\phi_H = 1.14(0.74+4.1\xi) \quad (0 \leq \xi \leq 1) \quad (1-10)$$

ここで、 $\xi = z/L$ であり、 L はモニン・オブコフの長さである。

$$L = - \frac{c_p \rho T U_*^3}{k g H} \quad (1-11)$$

ここで、 g は重力加速度で $9.8(\text{m}/\text{s}^2)$ 。

中立状態における K_H を簡便に推定するために通常行なわれている方法は

、 $z=0$ における ϕ_H は約 1 であるとし、式(1-8)を式(1-12)とする。 U_* は風速プロファイルの観測値を、式(1-13)にあてはめて求める。

$$K_H = k U_* z \quad (1-12)$$

$$U(z) = \frac{U_*}{k} \ln \frac{z-d}{z_0} \quad (1-13)$$

ここで、 $U(z)$ は高度 z における風速(m/s)、 d は地表面修正量(m)、 z_0 は粗度(m)である。

4. 潜熱フラックス

潜熱フラックス密度 $1E$ は、蒸発速度 E に水の気化潜熱 l をかけたものであり、 $1E$ を求めることは、蒸発速度や蒸発量を求めることにつながる。以下に、 $1E$ を求める代表的な方法について、その要点を簡単に述べる。

1) ボーエン比法

顕熱フラックスと潜熱フラックスは、次式(1-14)、(1-15)によって表わされる。

$$H = - c_p \rho K_H \frac{dT}{dz} \quad (1-14)$$

$$1E = - \frac{c_p \rho}{r} K_H \frac{de}{dz} \quad (1-15)$$

ここで、 γ は乾湿計定数(mb/°C)、 K_H は水蒸気の乱流拡散係数(m²/s)、 e は大気中の水蒸気圧(mb)である。

乱流混合がさかんな日中において、 K_H と K_M はほぼ等しいと考えられるので、 $K_H = K_M$ と仮定し、微分を差分でおきかえると、 H と $1E$ の比 β は、

$$\beta = \frac{H}{1E} = \gamma \frac{\Delta T}{\Delta e} \quad (1-16)$$

となる。 β はボーエン比と呼ばれ、 ΔT は鉛直方向の一定距離間の温度差(°C)、 Δe は鉛直方向の一定距離間の水蒸気圧差である。

式(1-16)を熱収支式(1-1)に代入することにより、次式(1-17)が導かれる。

$$1E = \frac{R_N - G}{1 + \beta} \quad (1-17)$$

鉛直方向の一定距離間の温度差と水蒸気圧差を実際に測定し、得られた値を式(1-16)に代入して β を求め、その β の値を式(1-17)に代入して $1E$ を求める方法をボーエン比法という。

2) ペンマン法

ペンマン³⁾は、水面もしくは十分に湿った地表面からの蒸発速度を求める方法を提案した。ペンマン法の基礎は、次の方程式系にまとめられる。

$$R_N - G = H + 1E \quad (1-18)$$

$$H = c_p \rho (T_s - T_a) / r_H \quad (1-19)$$

$$l E = c_p \rho \gamma^{-1} (e_s - e_a) / r_w \quad (1-20)$$

$$(e_s - e_a) \simeq D_e + s (T_s - T_a) \quad (1-21)$$

ここで、 T_s は表面温度(°C)、 T_a は気温(°C)、 r_w は大気と表面の間の熱に対する拡散抵抗(s/m)、 e_s は表面水蒸気圧(mb)、 e_a は大気の水蒸気圧(mb)、 r_w は大気と表面の間の水蒸気に対する拡散抵抗(s/m)、 D_e は大気の飽差(mb)、 s は飽和水蒸気圧曲線 $e_s(T)$ の $T = T_a$ における傾き(mb/°C)である。

ペンマン法のポイントは、式(1-21)にあり、 e_s と e_a の差を飽差項と($T_s - T_a$)に関係する項の2つに分けたことにある。式(1-21)、(1-19)、(1-18)を、式(1-20)に次々に代入することにより、 $l E$ に関する式が次のように展開される。

$$\begin{aligned} l E &= c_p \rho \gamma^{-1} (D_e + s (T_s - T_a)) / r_w \\ &= c_p \rho \gamma^{-1} (D_e + s (H r_w / c_p \rho)) / r_w \\ &= c_p \rho \gamma^{-1} (D_e + s ((R_N - G - l E) r_w / c_p \rho)) / r_w \end{aligned}$$

最後の関係式を、 $l E$ について整理するとペンマン式(1-22)が導かれる。

$$l E = \frac{s (R_N - G) + c_p \rho D_e r_w^{-1}}{s + \gamma (r_w / r_h)} \quad (1-22)$$

ペンマンが初めに式(1-22)を導いた時、 r_w は r_h に等しいと仮定していた。また彼は、 r_w を含む項を風速から評価する方法について、様々な検討を行

なった。

3) ペンマン-モンタイス法

モンタイス⁴⁾は、植物の葉や群落からの蒸発速度を評価するために、式(1-22)の r_H 、 r_W に境界層抵抗や気孔抵抗などの概念を取り入れた。群落の場合 r_H 、 r_W は次のようになる。

$$r_H = r_{aH} \quad (1-23)$$

$$r_W = r_{aW} + r_{lW} \quad (1-24)$$

ここで、 r_{aH} は顕熱交換に対する群落境界層抵抗(s/m)、 r_{aW} は潜熱交換に対する群落境界層抵抗(s/m)、 r_{lW} は潜熱交換に対する群落抵抗(s/m)である。 r_{lW} はバルクの気孔抵抗とも呼ばれる。

4) 拡散係数、拡散速度、拡散抵抗の関係について

拡散係数 K は、空間中の1高度で定義される量であり、単位は(m²/s)。例えば、高さ z の K_H は次式(1-25)で定義される。

$$K_H(z) = - \frac{w'(z) T'(z)}{(dT(z)/dz)} \quad (1-25)$$

ここで、 w' は鉛直方向の風速の変動成分(m/s)、 T' は気温の変動成分(°C)である。

拡散速度 g は、空間中の2高度で定義される量であり、単位は(m/s)。例えば、高度 z_1 と高度 z_2 の間の熱に対する拡散速度 g_H は、次式(1-26)により K_H から導かれる。

$$g_H = \left(\int_{z_1}^{z_2} K_H(z)^{-1} dz \right)^{-1} \quad (1-26)$$

拡散抵抗 r は、空間中の 2 高度で定義される量であり、単位は (s/m)。拡散抵抗は、拡散速度の逆数である。

$$r_H = g_H^{-1} \quad (1-27)$$

5. 地中熱フラックス

地表面の温度は日変化及び年変化しており、地中との間に温度勾配を生じている。この勾配にそって土壤中を伝導する熱が、地中熱フラックスである。純放射フラックスに比べ、大きくはないが、熱収支式中の重要な項の 1 つである。

地中熱フラックス密度 G を求めるには、次の様な方法がある。

1) 熱流板法

熱流板上下面間の温度差と、熱流板の熱伝導率から G を計算する。

2) 温度積分法

土壌の比熱と地温プロファイルの経時変化から G を計算する。

3) 熱伝導理論法

いくつかの深さの地温の経時変化を、熱伝導理論にもとづき解析し、 G を評価する。

4) 簡便法

純放射フラックス密度に、地表状態に応じた一定の値をかけて、 G の推定値とする。

第2節 日中の散水効果に関する 従来の研究

日中の散水が、群落の微気象に及ぼす影響を考察した研究は、大きく次の三つにわけられる。1) 散水により変化した土壌水分ストレスが、植物の生理・生態的状态(茎径、蒸散など)を変え、その結果植物をとりまく気温、湿度などが変化する点に注目したもの。2) 散水水滴や落下、付着した散水の蒸発による環境改変効果を、実験的、モデル的に考察したもの。3) 限られた大きさをもつ散水域からの蒸発を、移流条件下での蒸発として扱い、蒸発速度などを実験的、モデル的に評価したもの。これらの中で、本研究は第二の視点に立つ。以下、第二の視点からの研究のいくつかをレビューする。

1. Seginer の研究

Seginer²⁾ は、水滴の蒸発が起る気層の熱収支を表わす抵抗モデルをつくり、適当な境界条件と抵抗値を用いて、散水条件下の蒸発を考察した。Fig. 1-2 に Seginer の計算結果を示す。横軸 C_s は散水水滴と空気との拡散速度、縦軸は潜熱フラックス密度、 λE_a は濡れた地表面からの潜熱フラックス、 λE_r は λE_a に散水水滴からの潜熱フラックスを加えた全潜熱フラックスである。上部2本の曲線は、散水強度を一定にしつつ、散水水滴の大きさを変えることによる C_s の変化が、蒸発速度にどのように影響するかを見たもので、 C_s が大きくなるにつれ散水水滴からの蒸発が増加し、 λE_r と λE_a はしだいに一定値に近づいてゆく傾向を示している。これに対し、下部2本の曲線は、散水水滴の大きさを一定としつつ、散水強度を変えることによる C_s の変化が、蒸発速度にどのように影響するかを見たもので、 C_s が大きくなるにつれ、すなわち散水水滴の数が多くなるにつれ、 λE_a はゼロに近づき、 λE_r は負の値となる。これは、散水水滴に凝結が起きるためであると Seginer は述べている。

Seginer のモデルは、裸地状態を前提としており、群落を考慮していない

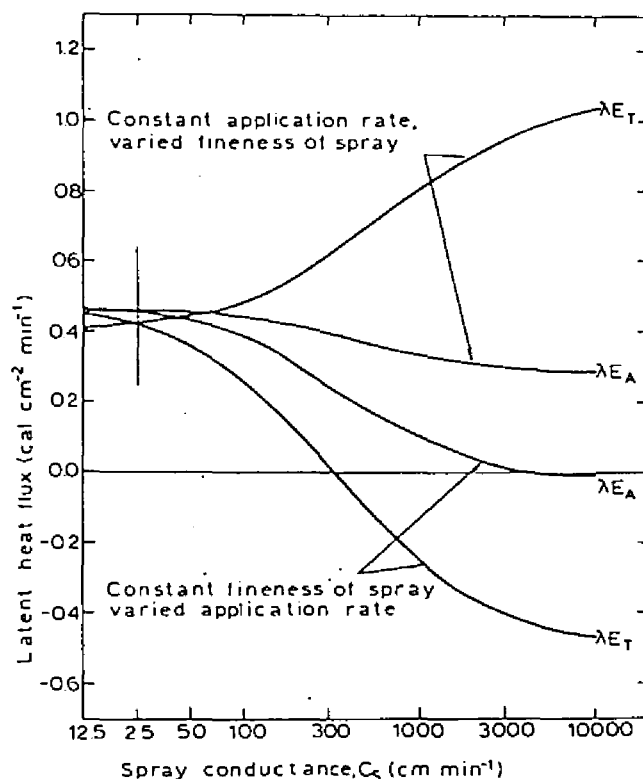


Fig.1-2 抵抗モデルによる散水条件下の蒸発速度

点が、実際問題への適用を困難にしている。また、野外実験等によるモデルの検証がなされていないため、バルク抵抗値の評価式の妥当性など、いくつかの点に疑問が残る。

2. Lomas 等の研究

Lomas 等⁶⁾は、アボカド栽培地帯で散水が微気象に与える影響を実験的に調べた。彼等は、スプリンクラーによる群落上かんがいと群落下かんがいが、気温、湿度に与える効果を比較し、群落上かんがいの効果が大きいこと、いずれの場合も効果は散水終了後短時間しか持続しないことなどを報じた。

Fig.1-3 にLomas 等の実験結果を示す。横軸は時間、縦軸は散水区の観測値と比較区の観測値の差、すなわち散水の効果を表わす。上段に気温に対す

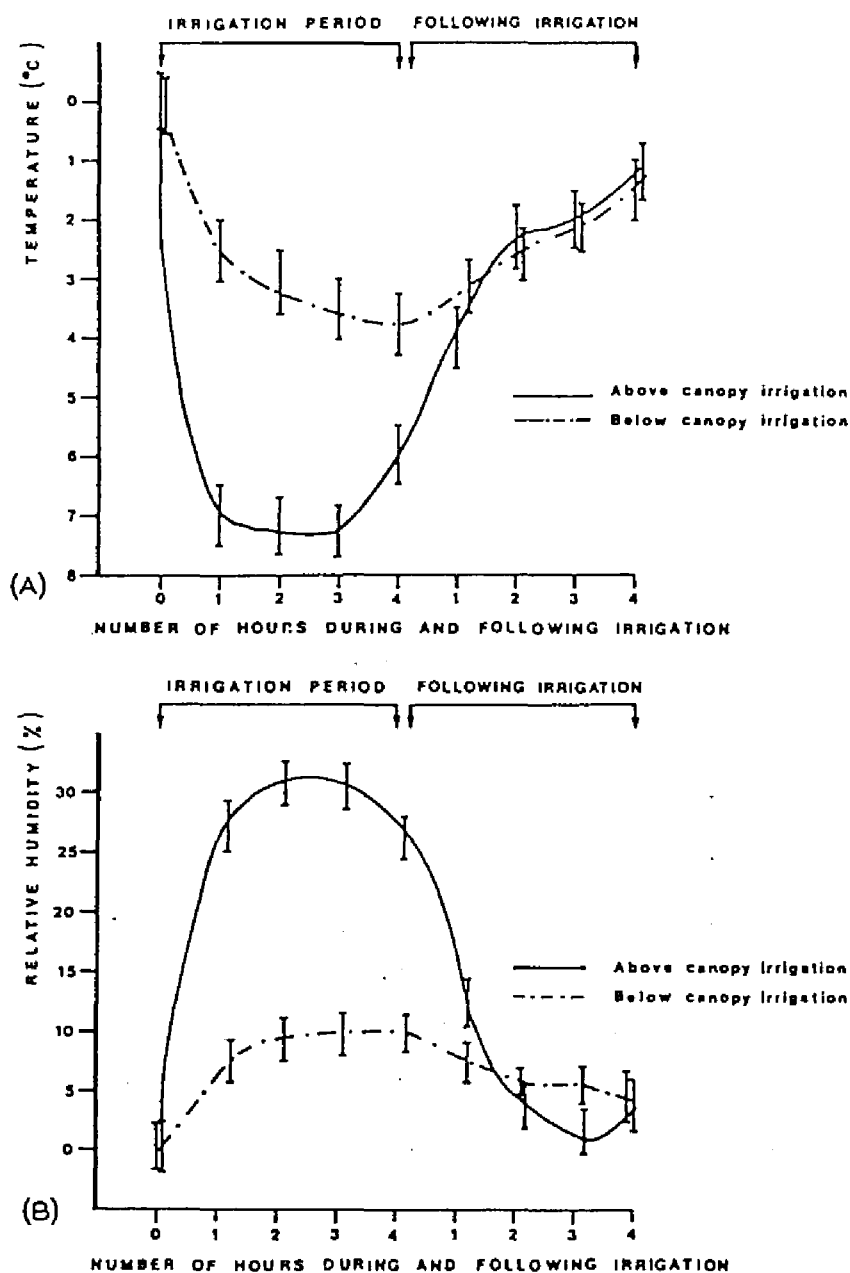


Fig.1-3 群落上かんがいと群落下かんがいが気温と湿度に与える効果
(A)気温 (B)相対湿度

る散水効果を、下段に相対湿度に対する散水効果を示す。Fig.1-3 から、群落上散水が気温を7℃以上低下させるのに対し、群落下散水は3℃程度しか低下させないことがわかる。また群落上散水は相対湿度を30%前後上昇させ

るのに対し、群落下散水は10%程度しか上昇させないことがわかる。

Lomas 等は、1 高度(地上約 2 m)の気温、湿度のみを測定し、議論しているので、他の微気象要素や熱収支に対する散水効果については、明らかにされていない。

3. 我が国における研究

白井ら⁷⁾⁸⁾は、散水水滴の温度変化について、理論的、実験的考察を行い、水滴の平衡温度は湿球温度とほぼ等しくなることを明らかにした。さらに白井⁹⁾は、散水による圃場の気温、湿度の変化を、熱伝達論にもとづき考察した。彼は散水圏とい

うものを仮定したため、そこでの伝達係数が一般的な拡散係数と結びつかないなどの問題が生じた。松井ら¹⁰⁾

は、茶園において散水圏内外の気温、湿度などを測定した。彼等は、散水開始後数分間で外部との間に一定差が保たれる平衡状態が生じること、水滴と大気との熱交換よりも群落と大気との熱交換の方が大きいことなどを報じた。

Fig.1-4 に松井らの実験結果の例を示す。

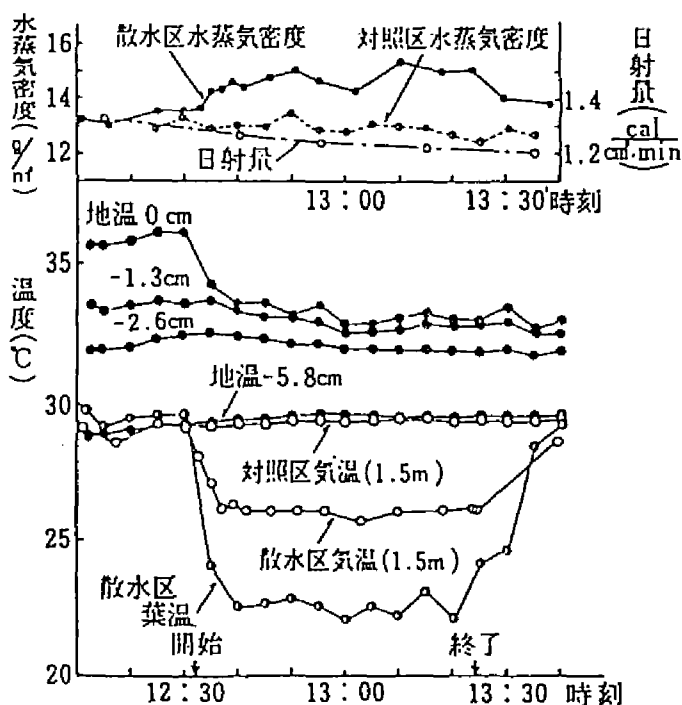


Fig.1-4 散水時の気温、水蒸気密度、葉温、及び地温の変化

この図から、散水による葉温の低下は気温の低下の2倍程度であること、気温と葉温におよぼす散水の効果は、散水終了後15分ほどしか持続しないこと、地温に与える効果は、地表面で顕著であることなどがわかる。さらに彼等は、散水による気温低下量と風速の関係、散水による水蒸気密度変化と風速の関係などについて、実測値をプロットすることにより、規則性を見い出そうと試みたが、好ましい結果は得られなかった。

これらの研究は何れも、散水水滴や落下付着した散水の蒸発による環境改変効果を、実験的・モデル的に考察したものであるが、熱収支全項目および群落温度を含めた総合的な実験測定例はなく、散水による群落温度の変化をいくつかの過程に分けて理論的に考察した研究もない。しかし、散水による微気象改変効果を統一的、一般的に理解するためには、総合的な熱収支観測および接地気層の熱収支論の上に立った理論的考察が不可欠である。本論文ではこのような点に特に注目して実施・検討を行なった。

第2章 夏期高温時における散水が 植被の疎な植物群落の 微気象に与える効果¹¹⁾

第2章では、夏期高温時、植被が比較的疎な丈の低い作物群落について、
1) 散水により気温、湿度、放射などの微気象はどのように変化するか、2
) 顕熱フラックス、潜熱フラックスなどの熱収支構造はどのように変化する
か、3) 群落の温度変化は予測できるか等の問題を、野外実験結果にもとづ
き検討する。

第1節 実験方法

1. 実験圃場の概況

実験は茨城県南部に位置する農林水産省農業環境技術研究所の畑圃場(No.
A-1)で行った。東はさつまいも畑、南はだいず畑、北は葉菜類の畑に隣接し
、西は道路を隔てて林になっている。

植生として、いんげん(つるなし)を均一栽培した。栽培区画は 50m×25
m とし、南側の 25m×25m を散水区、北側の 25m×25m を比較区とした。19
84年7月上旬に耕起、施肥し、7月11日に播種を行った。畝間は60cm、株間
は20cmとした。

散水区内にできるだけ均一に散水されるように、スプリンクラーの立上が
り4本を設置した。ヘッドはレインバード中間圧式(3Kg/cm²)を用いた。散
水区の平均散水強度は、転倒樹型雨量計による測定と配管流量計による測定
の結果、8mm/hrであった。Fig.2-1 に実験圃場周辺の概況を示す。

2. 群落の特性

葉面積指数(LAI)は 測定期間中2回、各区2箇所で行ったサンプリング調

査から求めた。葉面積指数(LAI)とは、単位土地面積当たりの葉の面積(片面)で、植物の繁茂度の指標である。植被率は測定期間中数回撮影した写真を引き伸ばし、タブレットで面積を算定することにより得た。

実験期間中、群落特性の経時変化は小さかった。栽培区画内平均値として、樹冠高さは0.4m、群落全層のLAIは1.95、層別LAIは第1層(0.4-0.3m)0.40、第2層(0.3-0.2m)0.91、第3層(0.2-0.1m)0.55、第4層(0.1-0m)0.09

で、各層の比率はそれ

ぞれ 20,47,28,5 %であった。植被率は平均78%であった。

3. 測定項目とセンサー

各測器の検定を兼ねた予備実験を1984年7月中旬より行い、本実験は天候の安定した8月24日から9月3日の期間行った。Table 2-1に各測定日の測定時間と散水時間を示した。測定は原則として朝9時から夕刻16時までとし、晴天日にのみ実施した。散水は1日に1~3回、各回15~60分行った。測

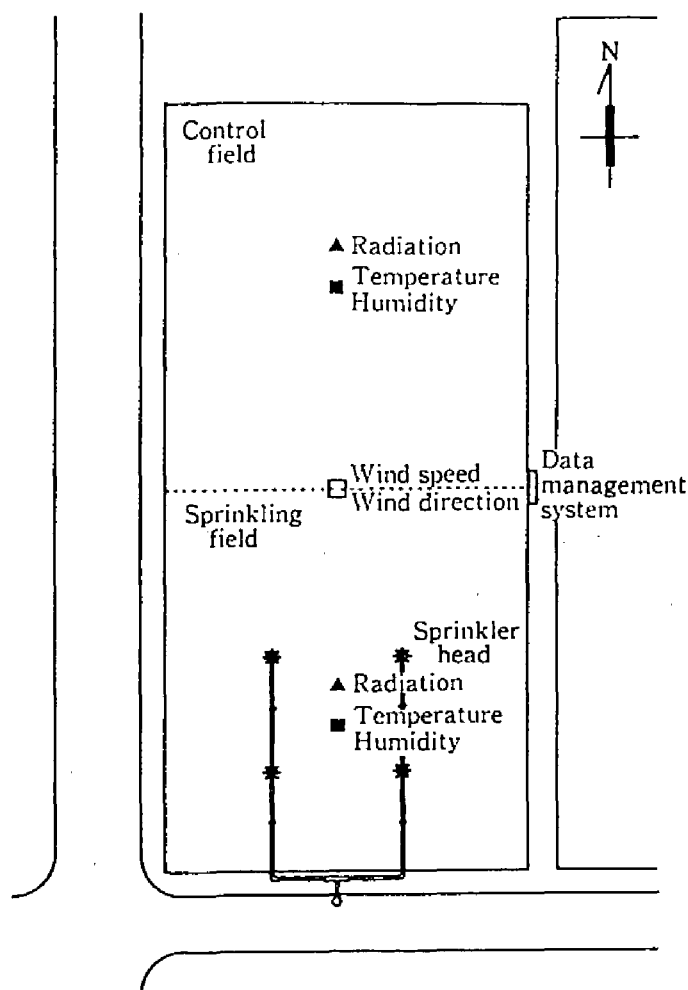


Fig.2-1 実験圃場周辺の概況

Table 2-1 各測定日の測定時間と散水時間 (1984)

Run No.	Date	Observed period	Sprinkling periods		
			First	Second	Third
1	Aug. 24	11:45 ~16:45	12:15 ~12:30	14:00 ~14:30	16:00 ~16:15
2	Aug. 25	10:10 ~15:00	13:00 ~13:30		
3	Aug. 28	8:55 ~16:00	11:00 ~12:00		
4	Aug. 29	9:00 ~16:00	10:45 ~11:00	12:15 ~12:30	13:45 ~14:00
5	Sep. 2	11:00 ~14:00	11:30 ~11:45	12:30 ~12:45	
6	Sep. 3	9:00 ~16:30	11:00 ~11:30	13:00 ~13:30	

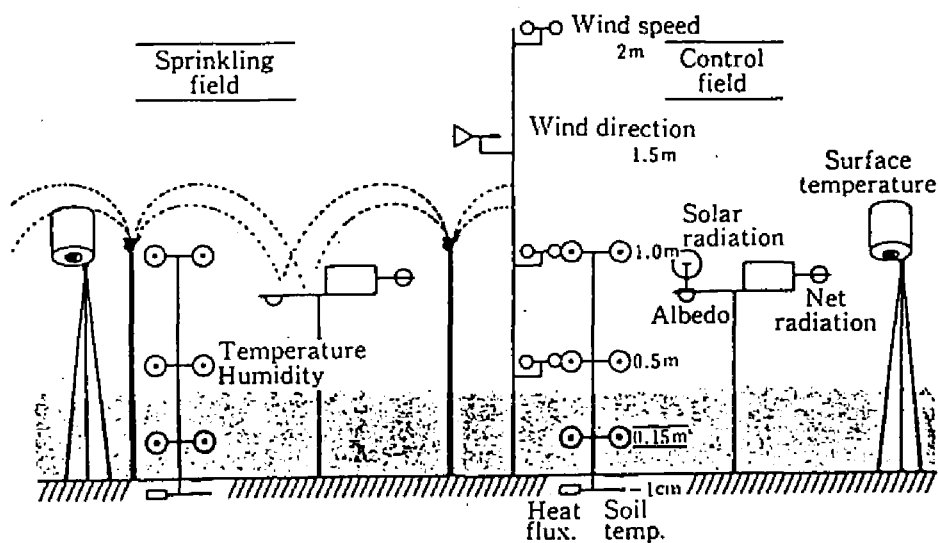


Fig.2-2 測器の配置の概況

器の配置の概況を Fig.2-2 に示す。

気温、地温、水温の測定には自作の銅-コンスタンタン熱電対を用いた。乾湿計はあらかじめ室内で検定を行い、基準温度計（アスマン通風乾湿計）との誤差が 0.1°C 以下になるようにし、両区の3高度（1m, 0.5m, 0.15m）に設置した。上部2高度は群落上に、下部1高度は群落内に位置する。

日射計、反射計（英弘精機 MS-21, MS-41）は、あらかじめ比較を行い、基準となる日射計をもとに検定定数を求めた。純放射計（英弘精機 CN-11）は、使用可能な数台の内、比較試験の結果から2台を選択し、誤差が2%以内になるよう検定定数を求めた。

群落表面温度の測定には、精密放射温度計（BARNES社 PRT-5）を2台用いた。各放射温度計の感度は 0.1°C 以下であり、実験室および野外において検定を行った結果、誤差は 0.5°C 以下となった。

地中熱流計（英弘精機 CN-81）は、あらかじめ検定を行ない、良好な結果を得たものだけを用いた。

風向、風速の測定は、牧野応用測器研究所の微風型風向風速センサ（光電方式）及び変換器を用いた。

4. データ収集、処理システム

システムのハードウェアは、横河北辰電機のハイブリッドレコーダ3088型とアップル社のパーソナルコンピュータIIeを用い、両者を GP-IBインタフェースで結合した。ソフトウェアは自作のデータ収集・処理プログラムを用いた。測定チャンネル数は30チャンネル、サンプリングインターバルは20秒、平均化時間は5分とした。20秒に1回、新たな30チャンネルのデータがレコーダ3088型からアップルIIeに送られ、13回分を5分間の平均として計算し、内部メモリに記憶し、プリンタに出力した。5分間のサンプル回数が15回とならないのは、平均値計算とプリンタ出力に時間がとられるためである。1日の測定が終了した時点で、内部メモリのデータはディスクに書きこんだ。

第2節 実験結果

散水が温湿度や熱収支に与える効果を、比較区と 比べることにより調べた。日射強度が 600W/m^2 以上 かつこの強度が30分以上連続し、障害物のない南または東からの風が吹く時間帯のデータを解析に用いた。ほとんどの測定値は、散水前より両区（散水区と比較区、以下同じ）の値に差が見られた。これは測定日以前の散水が散水区の土壤水分率を高めていることに起因し、間接的ながら散水の効果として扱った。結果は次の3つの場合に分けて整理した。

- 1) 散水前(Bef.spr.): 散水開始前、非散水時。
- 2) 散水中(Dur.spr.): 散水開始後5分以後、散水終了まで。
- 3) 散水後(Aft.spr.): 散水終了後1時間以後、非散水時。

散水効果は比較区を基準にした両区の差で検討する。両区の差の平均値と標準偏差の計算方法は次の通りである。測定項目Tについて、散水ケースiの散水中の平均値を散水区で T_i 、比較区で T_i' とすると、散水中の両区の差の平均値 T_{iM} は、次式(2-1)により求めた。

$$T_{iM} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (T_i - T_i') \quad (2-1)$$

ここで、Nは全ケース数である。また、散水中の両区の差の標準偏差 T_{iS} は、次式(2-2)により求めた。

$$T_{iS} = \left[\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (T_i - T_i' - T_{iM})^2 \right]^{1/2} \quad (2-2)$$

散水前と散水後についても散水中と同様に、両区の差の平均値と標準偏差を求めた。各散水効果のTableで、Differenceは両区の差の平均値を、S.D.は両区の差の標準偏差を示す。

1. 温度に与える効果

(1) 散水効果の概要

Fig. 2-3 に、散水区と比較区の気温と群落表面温度の経時変化例(9月3日)を示す。他の観測日の測定結果をもふまえて、一般に次の様な特徴がある。

比較区では、1) 3 高度の気温はつねに低高度ほど高い、2) 群落表面温度は一般に気温より低い、午前中群落表面温度が0.5mの気温より高くなることがある、3) 葉温は32℃をほとんど越えない、などの特徴がある。

これに対し散水区では、つぎのような特徴をもつ。散水前、1) 一般的に低高度ほど高温であるが、比較区にくらべて高度間の気温差は小さい、2) 前日以前の散水の影響が大きい場合、0.15m (群落内) の気温が 0.5m、1m (群落上) の気温より低くなることもある、3) 群落表面温度は一般に気温より高いが、気温が約32℃以上のとき群落表面温度は気温より低くなる。散水中、1) 0.15m の気温が最も低く、0.5mと1m の気温はほぼ等しい、2) 群落表面温度は一般に気温より高いが、気温が約30℃以上のとき群落表面温度は気温より低くなる。散水後、1) 0.15m の気温が最も低い、2) 1mと0.5mの気温はほぼ等しいが、1mがやや高温である、3) 群落表面温度と気温の関係は、散水中と同様である。

(2) 気温

散水が気温に与える効果を Table 2-2 に示す。

測定日以前の散水の影響で、散水区は散水開始前から土壤水分が高く、地表面温度も低い。この結果、散水区の気温は、散水開始前より地表面に近いほど比較区にくらべて低い。散水中、散水の効果は地表面に近いほど大きい。群落上の気温に及ぼす散水の効果は、散水前と散水後でほぼ等しいが、群落内の気温への効果は、散水後の方が大きい。これは散水終了後、群落上の気温の回復速度のほうが、群落内の気温の回復速度より速やかであることによる。式(2-2)により求めた散水中の両区の差の標準偏差は、地上1mで $\pm 0.4^{\circ}\text{C}$ 、0.5mで $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$ 、0.15mで $\pm 1.0^{\circ}\text{C}$ であった。

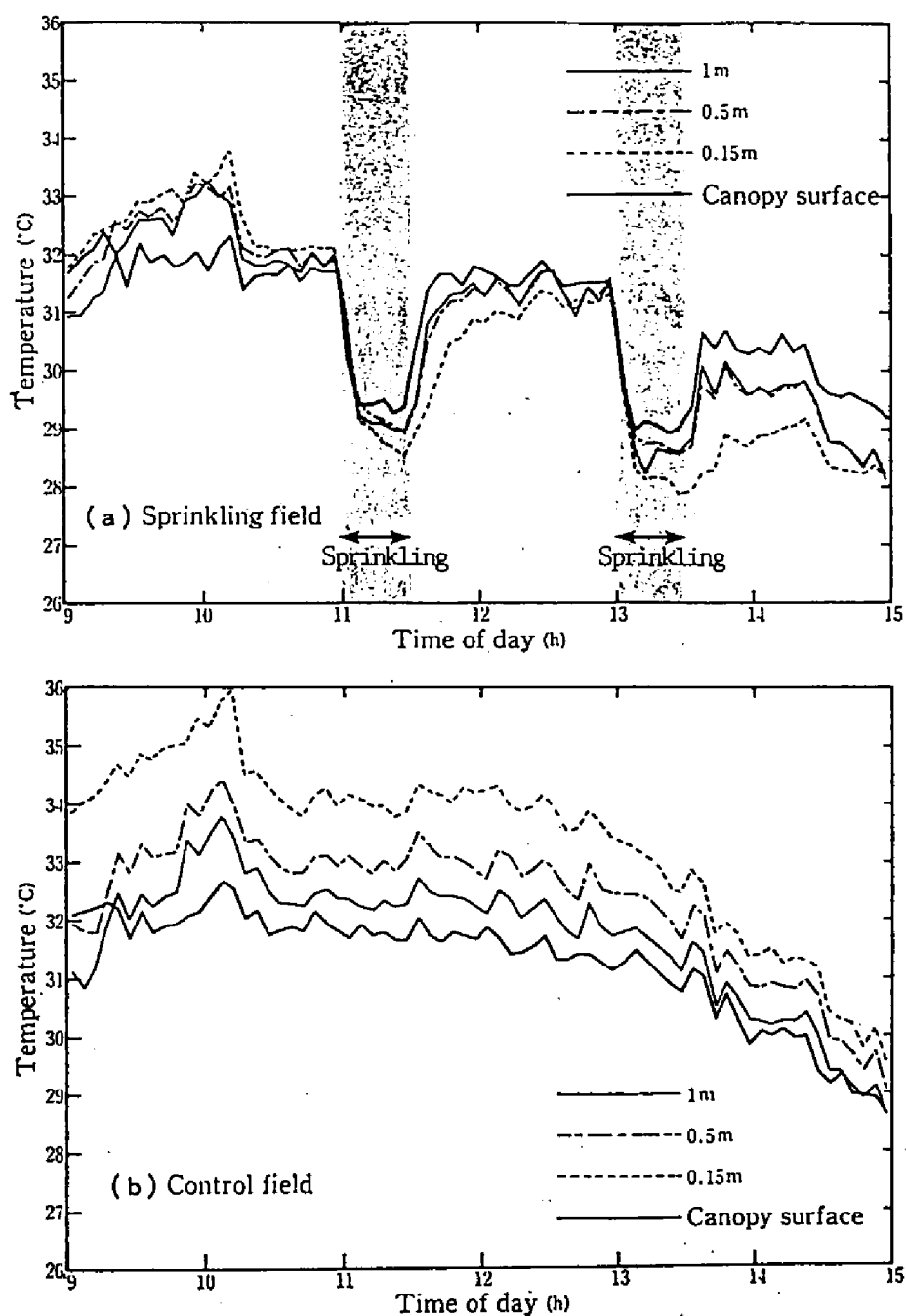


Fig. 2-3 散水区と比較区の気温と群落表面温度の経時変化(9月3日)
 (a) 散水区。 (b) 比較区。

Table 2-2 散水が気温に与える効果

	Bef. spr.			Dur. spr.			Aft. spr.		
	Air temp.(°C)			Air temp.(°C)			Air temp.(°C)		
	1m	.5m	.15m	1m	.5m	.15m	1m	.5m	.15m
Sprinkling	30.1	30.4	30.5	27.9	27.9	27.5	30.9	30.9	30.1
Control	30.4	31.2	33.0	31.2	31.9	33.8	31.3	31.9	33.3
Difference	-0.3	-0.8	-2.5	-3.3	-4.0	-6.3	-0.4	-1.0	-3.2
S. D.	0.1	0.1	0.3	0.4	0.5	1.0	0.1	0.2	0.5

(3) 群落表面温度

散水前、両区の群落表面温度は等しく30.4℃で、差は見られなかった。散水中、散水区の群落表面温度は28.0℃であるのに対し、比較区では30.5℃であった。よってその差は-2.5℃となる。散水後、両区の群落表面温度は等しく30.3℃で、差は見られなかった。群落表面温度については後で詳しく検討する。散水中の両区の差の標準偏差は、±0.2℃であった。

(4) 地温

散水が地温に与える効果を Table 2-3 に示す。

散水前、中、後の三つの場合とも、地中1cm より地表面で両区の差が大きい。散水後も両区の差は大きく、地中1cm では散水中より差が大きくなった。散水中の両区の差の標準偏差は、地表面で ±0.7℃、地中1cmで±0.6℃であった。

Table 2-3 散水が地温に与える効果

	Bef. spr. Soil temp.(°C) surf. -1cm		Dur. spr. Soil temp.(°C) surf. -1cm		Aft. spr. Soil temp.(°C) surf. -1cm	
Sprinkling	50.2	44.6	39.9	40.9	41.8	40.0
Control	57.4	51.4	61.1	56.3	58.9	55.7
Difference	-7.2	-6.8	-21.2	-15.4	-17.1	-15.7
S. D.	3.0	1.6	0.7	0.6	2.0	1.7

2. 相対湿度に与える効果

乾湿球温度から相対湿度を求めた。乾湿計定数には式(2-3) (Smithsonian Meteorological Table¹²⁾による)を、飽和水蒸気圧には式(2-4) (Murray¹³⁾による)を用いた。

$$\gamma_E = 0.00066(1 + 0.00115 T_W) P \quad (2-3)$$

$$e_s(T) = 6.1078 \exp(17.269 T / (237.3 + T)) \quad (2-4)$$

$$e = e_s(T_W) - \gamma_E (T_A - T_W) \quad (2-5)$$

$$RH = 100 e / e_s(T_A) \quad (2-6)$$

ここで、 r_e は実験的乾湿計定数(mb/°C)、 T_w は湿球温度(°C)、 P は気圧で 1013(mb)、 $e_s(T)$ は気温 T における飽和水蒸気圧(mb)、 e は水蒸気圧(mb)、 T_a は乾球温度(°C)、 RH は相対湿度(%)である。

(1) 散水効果の概要

Fig.2-4 に、散水区と比較区の相対湿度の経時変化例(9月3日)を示す。

比較区では、1)各高度間の湿度差は小さく、最大でも5%程度である、2)0.5mの湿度は1mより1~2%高い、3)0.15mの湿度は、0.5mと1mの間の値をとる傾向がある、などの特徴をもつ。

これに対し散水区では、1)非散水時でも各高度間の湿度差は大きく、低高度ほど高湿度である、2)散水により各高度とも湿度が10~15%増加する、3)散水終了後約1時間で散水前の湿度となる、などの特徴をもつ。

(2) 各高度の相対湿度

散水が相対湿度に与える効果を Table 2-4 に示す。

散水中、散水区の群落内の空気はほぼ飽和している。散水後の各高度の相対湿度は、散水前とほぼ等しくなった。散水中の両区の差の標準偏差は、地上1mと0.5mで約±2%、0.15mで約±5%であった。

3. 放射収支に与える効果

放射は短波と長波について、上下方向別に検討した。下向き短波放射(S_d)については、両区の差は小さいと考え、比較区で測定された値を用いた。各測定日の S_d の最大値を測定期間で平均すると 843.1W/m²となった。

(1) 上向き短波放射(S_u)とアルベド(α)

散水が上向き短波放射とアルベドに与える効果を Table 2-5 に示す。

上向き短波放射に与える効果は次のようであった。散水前、両区の差は -0.6W/m²と小さく、比較区の S_u の0.5%以下である。散水中、両区の差は 6.9W/m²となり、散水によって S_u は 5.1%増加した。散水後、両区の差は4.6W/m²となり、散水終了後も散水区の S_u は比較区に比べ約3.6%大きい。散水中の両区の差の標準偏差は、±1.0W/m²であった。散水によって S_u が増加する要因

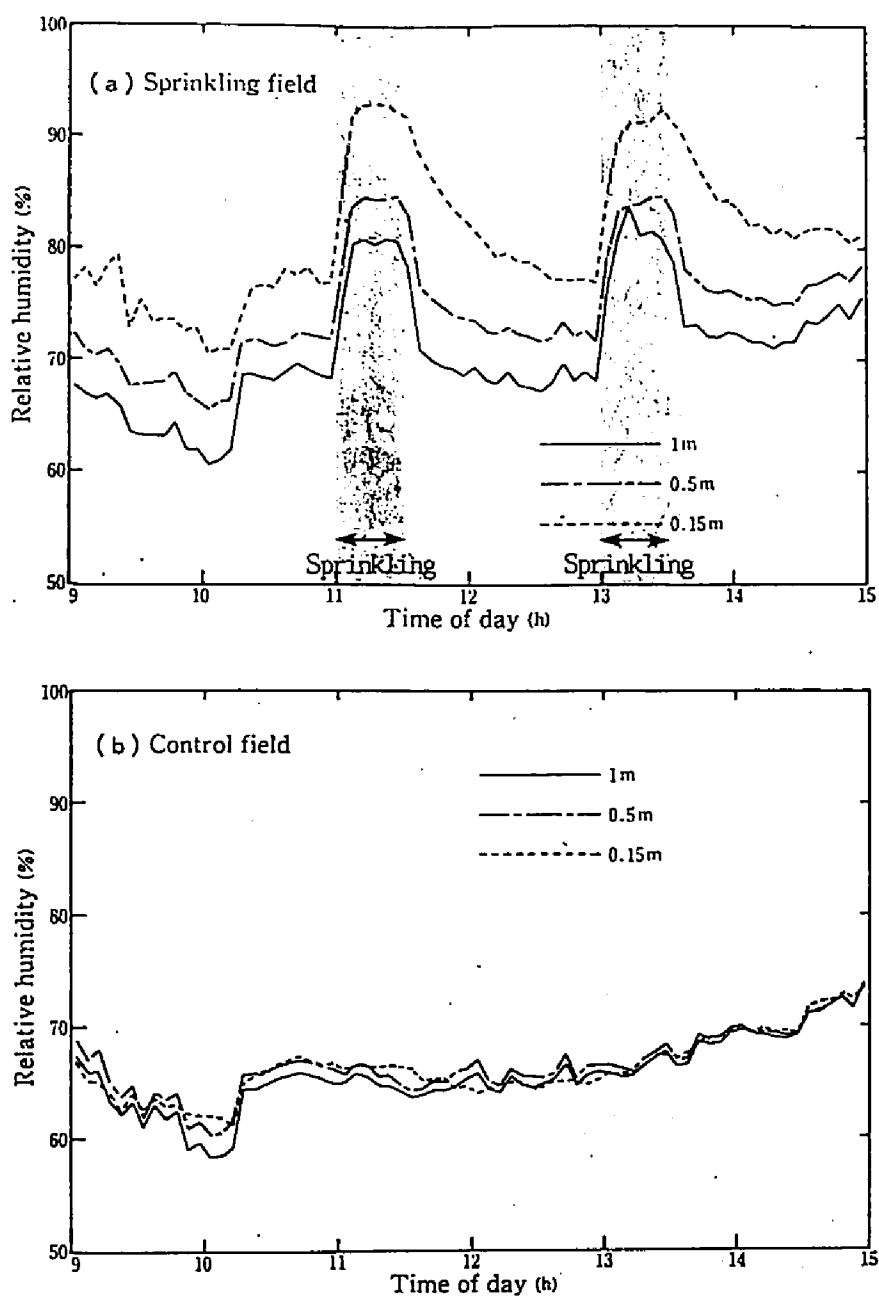


Fig.2-4 散水区と比較区の相対湿度の経時変化(9月3日)
(a) 散水区。 (b) 比較区。

Table 2-4 散水が相対湿度に与える効果

	Bef. spr.			Dur. spr.			Aft. spr.		
	Rel.humid.(%)			Rel.humid.(%)			Rel.humid.(%)		
	1m	.5m	.15m	1m	.5m	.15m	1m	.5m	.15m
Sprinkling	63.4	67.1	76.3	74.0	79.5	91.5	59.9	65.2	75.3
Control	60.6	62.7	62.1	58.2	60.5	59.1	57.0	59.4	58.8
Difference	+2.8	+4.4	+14.2	+15.8	+19.0	+32.4	+2.9	+5.8	+16.5
S. D.	0.5	0.9	2.7	2.4	2.4	5.4	0.9	1.0	2.5

Table 2-5 散水が上向き短波放射(Su)とアルベド(α)に与える効果

	Bef. spr.		Dur. spr.		Aft. spr.	
	Su	α	Su	α	Su	α
	(W/m ²)	(%)	(W/m ²)	(%)	(W/m ²)	(%)
Sprinkling	136.3	18.5	142.5	18.6	133.3	19.0
Control	136.9	18.6	135.6	17.7	128.7	18.4
Difference	-0.6	-0.1	+6.9	+0.9	+4.6	+0.6
S. D.	0.5	0.1	1.0	0.1	1.5	0.4

は、1)葉面の反射率変化、2)畝間地表面の反射率変化、3)群落の形状変化などいくつか考えられる。どの要因がどれくらい寄与しているかはまだ明らかでない。

アルベドは第1章の式(1-4)により定義される。アルベドに関しては、散水前、両区の差は-0.1%とほとんどない。散水中は0.9%、散水後は0.6%となる。

(2) 上向き長波放射(Lu)

上向き長波放射は群落表面温度と畝間地表面温度をもとに、ステファーンボルツマンの式を使い、(2-7)式から求めた。

$$Lu = a \epsilon_L \sigma T_L^4 + (1 - a) \epsilon_s \sigma T_s^4 \quad (2-7)$$

ここで、Luは上向き長波放射フラックス密度(W/m²)、aは植被率で0.78、 ϵ_L と ϵ_s は植被と土壌の射出率で0.98、 σ はステファーンボルツマン定数で 5.6703×10^{-8} (W/m²K⁴)、 T_L は群落表面温度(K)、 T_s は畝間地表面温度(K)である。

散水が上向き長波放射に与える効果を Table 2-6 に示す。

散水前、両区の差は-14.2W/m²となり、比較区のLuの-2.8%に相当する。散水中、両区の差は-46.5W/m²となり、比較区のLuの-8.9%に相当する。散水後、両区の差は-27.6W/m²となり、比較区のLuの-5.3%に相当する。散水中の両区の差の標準偏差は、 ± 1.9 W/m²であった。

両区のLuの差には、畝間の面積率は22%と小さいものの T_s の低下による放射の減少が、 T_L の低下による放射の減少よりも寄与している。これは T_L の低下が2.5℃であるのに対し、Table 2-3に示すように T_s の低下が20℃以上あるためである。

(3) 純放射(R_N)

散水が純放射に与える効果を Table 2-7 に示す。

散水前、両区の差は8.1W/m²となり、比較区のR_Nの1.5%に相当する。散水

Table 2-6 散水が上向き長波放射に与える効果

	Bef. spr. Lu (W/m^2)	Dur. spr. Lu (W/m^2)	Aft. spr. Lu (W/m^2)
Sprinkling	496.4	474.6	488.7
Control	510.6	521.1	516.3
Difference	-14.2	-46.5	-27.6
S. D.	4.6	1.9	3.3

Table 2-7 散水が純放射に与える効果

	Bef. spr. R_N (W/m^2)	Dur. spr. R_N (W/m^2)	Aft. spr. R_N (W/m^2)
Sprinkling	560.5	585.3	540.2
Control	552.4	567.5	518.0
Difference	+8.1	+17.8	+22.2
S. D.	4.4	1.3	4.4

中、両区の差は 17.8W/m^2 となり、比較区の R_N の3.1%に相当する。散水後、両区の差は 22.2W/m^2 となり、比較区の R_N の4.3%に相当する。散水中の両区の差の標準偏差は、 $\pm 1.3\text{W/m}^2$ であった。

散水中より散水後の方が両区の差は大きい。この理由は、散水によって冷却された地温は気温より回復するのに時間がかかり、気温と表面温度の差が大きくなったためと考えられる。

(4) 下向き長波放射 (L_d)

下向き長波放射は、一般に気温や水蒸気圧から推定する。しかしながらここで問題とするような、接地気層の一部を強制的に冷却させた、特殊な温度プロファイルをもつ気層からの下向き長波放射を求めるのに適当な式はない。そこで各放射項の測定値から、次式(2-8)を用いて L_d を評価した。

$$L_d = R_N - (S_d - S_u - L_u) \quad (2-8)$$

散水が下向き長波放射に与える効果を Table 2-8 に示す。

散水前、両区の差は -6.7W/m^2 となり、比較区の L_d の-1.4%に相当する。散水中、両区の差は -21.7W/m^2 となり、比較区に比べて L_d が4.8%減少したことになる。散水後、両区の差は -0.8W/m^2 となり、これは比較区の L_d の-0.2%以下である。散水中の両区の差の標準偏差は、 $\pm 1.1\text{W/m}^2$ であった。

L_d は他の項の残差として求めたため、誤差が大きい可能性がある。この観点からすると、散水前と散水後では散水効果はほとんどなく、散水中のみ約5% L_d は減少すると言える。

(5) 各放射項の割合

散水による純放射の変化(両区の差)を基準に、他の放射項の変化(両区の差)の大小関係を調べる。両区の純放射の差を100とし、両区の差を δ で表わしたものを Table 2-9 に示す。上向き放射は符号を-とし、下向きを正に統一した。散水前、 δL_u の割合が大きく、 δR_N の2倍近い。 δL_d は δR_N と同程度、 δS_u の割合は小さい。散水中、 δL_u の割合が大きく、 δR_N の2.5倍

Table 2-8 散水が下向き長波放射に与える効果

	Bef. spr. Ld (W/m^2)	Dur. spr. Ld (W/m^2)	Aft. spr. Ld (W/m^2)
Sprinkling	456.0	433.7	461.0
Control	462.7	455.4	461.8
Difference	-6.7	-21.7	-0.8
S. D.	4.0	1.1	2.0

Table 2-9 各放射項の変化の大小関係

	Bef. spr.	Dur. spr.	Aft. spr.
δR_N	+100	+100	+100
δS_u	+8	-39	-21
δL_u	+175	+261	+125
δL_d	-83	-122	-4

以上ある。 δL_d は δR_N よりやや大きく、 δS_u は δR_N の半分近くなった。散水後、 δL_u は δR_N よりやや大きく、他の2項の差はいずれも小さい。

4. 地中熱フラックス密度に与える効果

一般に地表面における大気と土壌間の熱交換量を知るには、土壌側で温度や地中熱フラックスを測定する。この場合、土壌中における熱の輸送形式は（水蒸気による輸送があるものの）伝導が主である。

しかしながら散水中における地中への熱輸送は、伝導に加えて水の移動に伴って生じる熱の移動がある。そこで散水区の下方に出る熱フラックスを、以下のようにして求める。

伝導による地中熱フラックス(G)は、地中熱流板の値と地温の変化から求めた。散水中の散水区で、下方浸透に伴う熱フラックス(W)は、次式(2-9)から求めた。式(2-9)では、地表面を群落のある所とない所に分けて考え、群落下の地表面温度は群落内湿球温度に等しいと仮定した。

$$W = a c_w S_R (T' - T_M) + (1-a) c_w S_R (T_s - T_M) \quad (2-9)$$

ここで、 W は下方浸透に伴う下向き正の熱フラックス(W/m^2)、 a は植被率で0.78、 c_w は水の比熱で $4.178(J/g^\circ C)$ 、 S_R は散水強度で $2.222(g/m^2s)$ 、 T' は群落内湿球温度($^\circ C$)、 T_M は散水水温($^\circ C$)、 T_s は畝間地表面温度($^\circ C$)である。

散水が地中熱フラックス密度に与える効果をTable 2-10に示す。

散水前、両区の差は $-1.7W/m^2$ であり、比較区の G の約-4%である。散水中、両区の差は $-34.1W/m^2$ であり、比較区の G の約-70%である。両区の G の比は、約0.3となる。散水中の下方浸透に伴う熱フラックス W は、 $24.3W/m^2$ であった。ゆえに $(G+W)$ は $39.2W/m^2$ となり、これは比較区の G の80%に相当する。散水区で W があるにもかかわらず、 $(G+W)$ が比較区の G より小さいのは、散水区の地表面付近が低温となり、地温の鉛直勾配が小さくなるた

Table 2-10 散水が地中熱フラックス密度に与える効果

	Bef. spr.	Dur. spr.		Aft. spr.
	G (W/m ²)	G (W/m ²)	W (W/m ²)	G (W/m ²)
Sprinkling	45.7	14.9	24.3	21.2
Control	47.4	49.0	0.0	42.3
Difference	-1.7	-34.1	+24.3	-21.1
S. D.	3.5	4.9	2.8	4.8

めである。散水後、両区の差は -21.1W/m^2 となり、比較区のGの約50%に相当する。散水中のGについて、両区の差の標準偏差は、 $\pm 4.9\text{W/m}^2$ であった。

5. 顕熱フラックス密度に与える効果

顕熱フラックス密度(H)はボーエン比を用いて、次式(2-10)、(2-11)より求めた。

$$\beta = H / 1 E = r_T \Delta T / \Delta e \quad (2-10)$$

$$H = (R_N - G) \beta / (1 + \beta) \quad (2-11)$$

ここで、 β はボーエン比、 H は顕熱フラックス密度 (W/m^2)、 $1E$ は潜熱フラックス密度 (W/m^2)、 l は水の気化潜熱で $2430 (J/g)$ 、 E は蒸発散速度 ($g/m^2 s$)、 γ_r は理論的乾湿計定数 ($mb/^\circ C$)、 ΔT は群落上 2 高度間の温度差 ($^\circ C$)、 Δe は群落上 2 高度間の水蒸気圧差 (mb) である。 γ_r の値は Monteith¹⁴⁾ によった。

ボーエン比は顕熱フラックスと潜熱フラックスの比を表わし、両フラックスに対する拡散速度の比を 1 と仮定することにより導かれる。

Fig.2-5 に両区の顕熱フラックス密度の経時変化例(9月3日)を示す。

散水が顕熱フラックス密度に与える効果を Table 2-11 に示す。

散水前、測定日以前の散水の影響で H が $43.8 W/m^2$ 小さくなった。これは比較区の H の 45% に相当する。散水中、 H が $84.4 W/m^2$ 小さくなった。これは比較区の H の 87% に相当する。散水区の H は、小さいながら正であった。散水後、両区の差は $-95.5 W/m^2$ となり、散水中よりむしろ大きい。この差は比較区の H の 107% であり、散水区の H は負となった。散水中の両区の差の標準偏差は、 $\pm 19.3 W/m^2$ であった。

6. 潜熱フラックス密度に与える効果

潜熱フラックス密度 ($1E$) はボーエン比を用いて、次式(2-12)より求めた。

$$1E = (R_N - G) / (1 + \beta) \quad (2-12)$$

Fig.2-5 に両区の潜熱フラックス密度の経時変化例(9月3日)を示す。

散水が潜熱フラックス密度に与える効果を Table 2-12 に示す。

比較区のボーエン比は3つの場合ともほぼ一定で、大気へ出て行く熱の内、約 8 割が潜熱の形態をとる。これに対し散水区では、大気へ出て行く熱の内、散水前 89%、散水中 96%、散水後 101% を潜熱フラックスが占める。

散水前、測定日以前の散水の影響で $1E$ が $58.0 W/m^2$ 大きくなった。これ

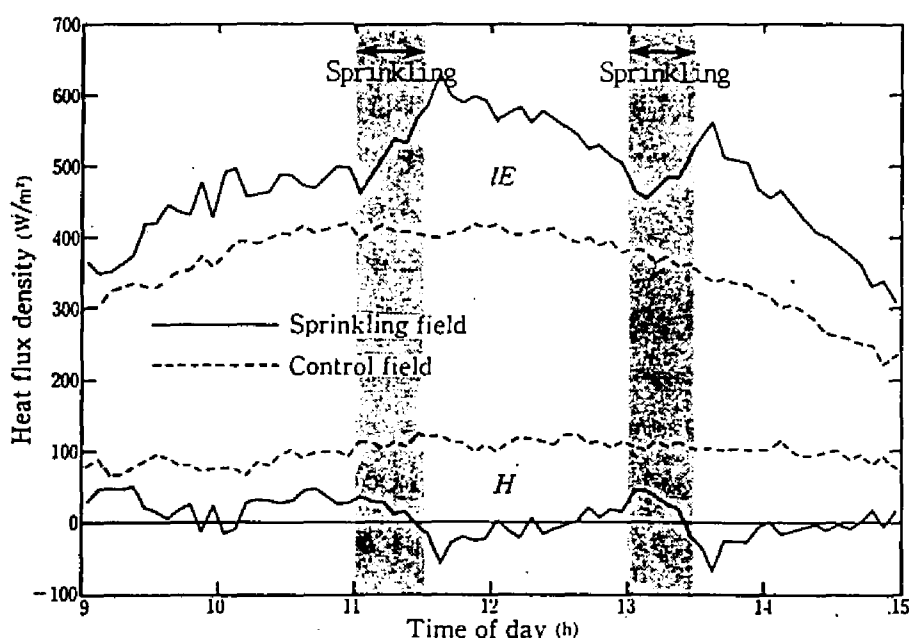


Fig.2-5 散水区と比較区の顕熱フラックス密度(H) と
潜熱フラックス密度(IE)の経時変化 (9月3日)
—— 散水区。----- 比較区。

は比較区の1Eの14%に相当する。散水中、1Eが 112.2 W/m^2 大きくなった。これは比較区の1Eの27%に相当する。散水後、両区の差は 138.8 W/m^2 となり、散水中より大きい。これは比較区の1Eの36%である。散水中の両区の差の標準偏差は、 $\pm 20.1 \text{ W/m}^2$ であった。

両区の差が散水中より散水後に大きい理由は、次の2つが推定される。1) 気温や湿度は、散水開始後10分～15分で平衡に達するよう見えるが、各高度間の変化には微妙な時定数の違いがあり、地温の変化はさらに遅い。このため群落や土壌を含む系全体としての熱収支が、1Eが高い値で安定するに

Table 2-11 散水が顕熱フラックス密度に与える効果

	Bef. spr. H (W/m^2)	Dur. spr. H (W/m^2)	Aft. spr. H (W/m^2)
Sprinkling	52.8	12.8	-6.0
Control	96.6	97.2	89.5
Difference	-43.8	-84.4	-95.5
S. D.	10.8	19.3	17.8

Table 2-12 散水が潜熱フラックス密度に与える効果

	Bef. spr. 1E (W/m^2)	Dur. spr. 1E (W/m^2)	Aft. spr. 1E (W/m^2)
Sprinkling	458.9	533.4	525.0
Control	400.9	421.2	386.2
Difference	+58.0	+112.2	+138.8
S. D.	12.3	20.1	17.6

はかなりの時間がかかり、散水後の平均値が散水中の平均値より1 Eが大きく計算される。2) Larsson¹⁵⁾によれば、散水中は葉面が濡れるために気孔が閉じ、蒸散はほとんどなくなる。この状態では1 Eは群落および群落下の地表面からの蒸発の和である。散水停止後1時間程度経過すると、葉面が乾き気孔が開く。この状態では1 Eは葉面からの蒸散、茎からの蒸発、群落下の地表面からの蒸発の和である。散水後では、蒸散は水分供給が十分あるので濡れた葉面からの蒸発と大差なく、 $(H + 1 E)$ も散水中に比べ W （下方浸透に伴う熱フラックス）が無い分だけ大きい。よって散水後の蒸発散速度が、散水中の蒸発速度より大きくなっても不合理とは言えない。以上2つの推定の検証には、今後さらに詳細な実験を行う必要がある。

本章は、畝間地表面をもつ比較的疎な群落に対する結果であり、植被率が1になる密な群落で同様の結果が得られるか否かは次章で検討する。

7. 熱収支構造に与える効果

散水が熱収支各項の割合、すなわち熱エネルギーの配分割合をどの程度変化させるかについて、特に散水中の効果を検討する。

Table 2-13 に、散水中における両区の熱収支各項の値を示す。括弧内には、純放射を100とした場合の他の項の大きさを示す。

比較区では 純放射 567.5 W/m^2 のうち、約9%が地中熱フラックスに、約17%が顕熱フラックスに、約74%が潜熱フラックスに、それぞれ変化する。上空から放射の形で耕地に入ってきた全エネルギーの91%は、顕熱および潜熱エネルギーの形で再び大気中に帰ってゆく。おおまかに言えば、耕地へ入力されたエネルギーのうち1割が地中熱に、2割が顕熱に、7割が蒸発散に分配されていることになる。

散水区では、まず耕地への入力エネルギーである純放射が比較区よりも3%大きくなる。その純放射 585.3 W/m^2 のうち、約7%が地中熱フラックスに、約2%が顕熱フラックスに、約91%が潜熱フラックスに、それぞれ変化する。上空から放射の形で耕地に入ってきた全エネルギーの93%は、顕熱およ

Table 2-13 散水が熱収支構造に与える効果

	R_N (W/m^2)	$G+W$ (W/m^2)	H (W/m^2)	$1E$ (W/m^2)
Sprinkling	585.3 (100%)	39.2 (7%)	12.8 (2%)	533.4 (91%)
Control	567.5 (100%)	49.0 (9%)	97.2 (17%)	421.2 (74%)

び潜熱エネルギーの形で再び大気中に帰ってゆく。この大気に還元されるエネルギーは、比較区より約5%大きい。おおまかに言えば、耕地へ入力されたエネルギーのうち1割が地中熱に、残り9割はすべて蒸発散に分配されていることになる。散水により、入力エネルギーの2割が顕熱から潜熱に配分されるように熱収支構造が変化した。

8. 土壌水分と土壌熱容量の測定結果

(1) 土壌水分

散水中の散水区3地点と比較区3地点の土壌を、100 ccのコアにサンプルし、乾燥法で土壌水分を測定した。平均含水率は散水中の散水区で25%、比較区で5%であった。

(2) 土壌熱容量

比較区の乾燥土の重量は平均65.2g/100ccであり、この比熱を有機物を含む土粒子の値 $1.67J/g^{\circ}C$ とすると、固相部分の体積熱容量は $1.09 \times 10^{-6} J/m^3$ となり、これに液相の熱容量を加えると比較区の土壌の体積熱容量は1.30

$\times 10^{-6} \text{J/m}^3\text{°C}$ となる。

一方、比較区において土壌100ccを水100ccと断熱容器中において混合し、両者の温度変化から土壌の熱容量を計算した。数回の実験の結果、比較区の土壌の体積熱容量は平均 $1.34 \times 10^{-6} \text{J/m}^3\text{°C}$ となり、三相比率から求めた値とほぼ一致した。

土壌水分量の差だけ熱容量が違うとすれば、散水中の散水区の土壌体積熱容量は $2.14 \times 10^{-6} \text{J/m}^3\text{°C}$ となる。

第3節 群落表面温度の変化

散水による群落表面温度の変化をいくつかの過程に分けて考察する。散水が温度に与える効果を前章と同様に両区の差でとらえると、その経時変化はFig.2-6のように模式的に表わされる。1)散水開始後、平衡状態に達するまでの降温過程、2)散水中の平衡過程、3)散水終了後の昇温過程、4)散水終了後の平衡過程の4つの過程に分けて考えられる。

ここでは取り扱いの比較的容易な降温過程と散水平衡過程について考察する。群落表面温度の場合、散水終了後の平衡過程の両区温度差はほぼゼロになる。

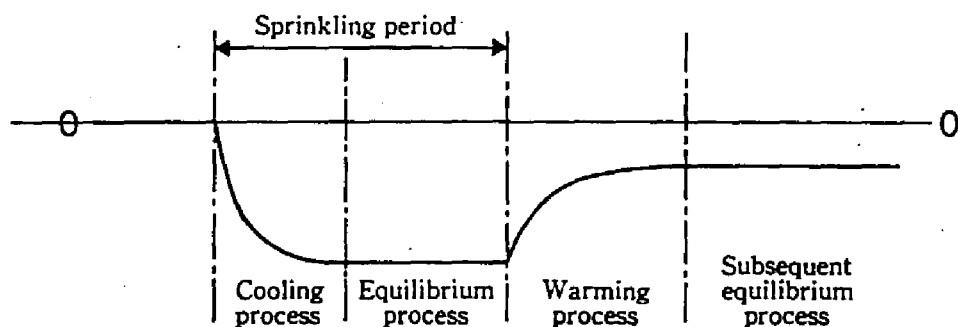


Fig.2-6 散水によって生じる温度冷却効果の変化パターン

1. 降温過程

群落を一つの層と考えると、非平衡状態における1次元熱収支は、次式(2-13)となる。

$$S_T = R_N - G - H - lE \quad (2-13)$$

ここで S_T は群落の貯熱量変化 (W/m^2) である。

平衡状態で式(2-13)は式(2-14)となり、各項は式(2-15)、(2-16)、(2-17)で表わされる。Fig. 2-7 にモデル化した群落における記号を図示する。

$$S_T = R_N - G - H - lE = 0 \quad (2-14)$$

$$R_N = R_{NI} - c_p \rho (T_E - T_A) / r_R \quad (2-15)$$

$$H = c_p \rho (T_E - T_A) / r_{aH} \quad (2-16)$$

$$lE = \frac{c_p \rho}{\gamma_T (r_{aW} + r_{lW})} (De + s (T_E - T_A)) \quad (2-17)$$

ここで、 R_{NI} は等温純放射 (W/m^2) で、表面温度が気温と等しいと仮定した時の純放射である (Jones¹⁶⁾)。 r_R は放射熱交換に対する抵抗 (s/m)、 c_p は空気の比熱 ($J/kg^\circ C$)、 ρ は空気の密度 (kg/m^3)、 $c_p \rho$ は空気の体積熱容量 ($J/m^3^\circ C$) で $1216 (J/m^3^\circ C)$ 、 T_E は平衡状態での群落表面温度 ($^\circ C$)、 T_A は気温 ($^\circ C$)、 r_{aH} は顕熱交換に対する群落境界層抵抗 (s/m)、 r_{aW} は潜熱交換に対する群落境界層抵抗 (s/m)、 r_{lW} は潜熱交換に対する群落抵抗 (s/m)、 De は空気の飽差 (mb)、 s は飽和水蒸気圧曲線の勾配 (mb/ $^\circ C$) である。

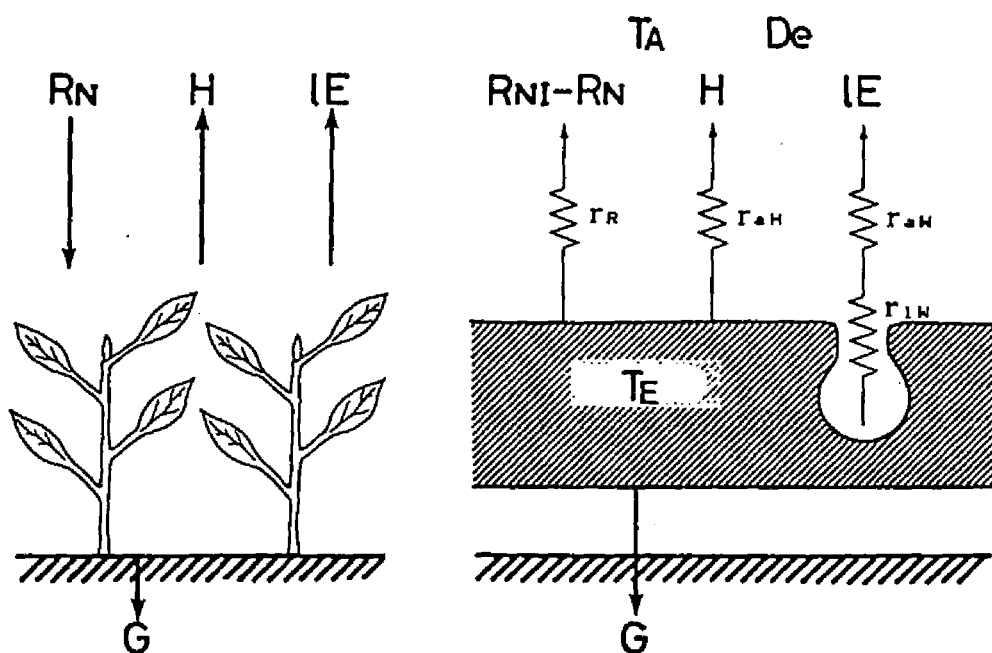


Fig.2-7 モデル化した群落における記号

R_N と R_{NI} の関係は、

$$R_{NI} = R_N + \epsilon_L \sigma (T_L^4 - T_A^4) \quad (2-18)$$

であり、近似的に、

$$R_{NI} \approx R_N + 4 \epsilon_L \sigma T_A^3 (T_L - T_A) \quad (2-19)$$

となる。式(2-15)と(2-19)から、

$$r_R = c_p \rho / 4 \epsilon_L \sigma T_A^3 \quad (2-20)$$

であることがわかる。

式(2-15)(2-16)(2-17)を式(2-14)に代入すると、

$$\begin{aligned} R_{NI} - G - c_p \rho (T_E - T_A) \left[\frac{1}{r_{HR}} + \frac{s}{\gamma_T (r_{aW} + r_{lW})} \right] \\ - c_p \rho \frac{De}{\gamma_T (r_{aW} + r_{lW})} = 0 \end{aligned} \quad (2-21)$$

ただし、

$$r_{HR}^{-1} = r_{aH}^{-1} + r_R^{-1} \quad (2-22)$$

一方、非平衡状態では、

$$\begin{aligned} R_{NI} - G - c_p \rho (T_L - T_A) \left[\frac{1}{r_{HR}} + \frac{s}{\gamma_T (r_{aW} + r_{lW})} \right] \\ - c_p \rho \frac{De}{\gamma_T (r_{aW} + r_{lW})} = S_T \end{aligned} \quad (2-23)$$

式(2-23)から式(2-21)をひくと、

$$S_T = c_p \rho (T_E - T_L) \left[\frac{1}{r_{HR}} + \frac{s}{\gamma_T (r_{aW} + r_{lW})} \right] \quad (2-24)$$

貯熱層としての群落の温度変化を、群落表面温度の変化で置き換えられるとすると、

$$\frac{dT_L}{dt} = \frac{S_T}{c_p^* \rho^* l^*} \quad (2-25)$$

となり、式(2-25)に式(2-24)を代入すると次式(2-26)となる。

$$\frac{dT_L}{dt} = \frac{c_p \rho}{c_p^* \rho^* l^*} (T_E - T_L) \left[\frac{1}{r_{HR}} + \frac{s}{\gamma_T (r_{aW} + r_{lW})} \right] \quad (2-26)$$

ここで、 t は時間(s)、 c_p^* は群落の平均比熱(J/kg°C)、 ρ^* は群落の平均密度(kg/m³)、 l^* は群落の等価厚さ(m)、すなわち群落を圧縮した場合の厚さである。

式(2-26)を解くと、

$$T_L = (T_I - T_E) \exp(-t/\tau) + T_E \quad (2-27)$$

となり、時定数 τ は、

$$\tau = \frac{c_p^* \rho^* l^*}{c_p \rho \left[\frac{1}{r_{HR}} + \frac{s}{\gamma_T (r_{aW} + r_{lW})} \right]} \quad (2-28)$$

ここで、 T_i は初期群落表面温度(°C)、 τ は時定数(s) である。式(2-27)、(2-28)は、ある熱的平衡状態にある群落、外からのインパクトや外部条件の変化によって、新たな平衡に向かう過程の温度変化を表わしている。

本論では T_e 、 T_L 、 T_i を群落表面温度で代表させたが、これにはいくつかの問題がある。1) 顕・潜熱の湧源の温度に関して、群落内部の温度分布を無視していること、2) 群落を貯熱層と考えた場合の平均温度としては、少し内部の温度の方がよいこと、3) 畝間(畝間裸地の意、以下簡略して畝間と言う)からのフラックスを考慮していないこと等である。しかしながら、1) 実測結果から散水時の群落内外の温度分布は比較的一様であること、2) 畝間は22%あるものの、畝間面での風速はきわめて弱く、大気との直接の熱交換は小さいと考えられること等により、近似的に群落表面温度で代表させた。群落-大気間の熱交換が、畝間地表面-大気間の熱交換より大きいことは、茶園での測定結果にもとづき松井ら¹⁰⁾によっても報告されている。

r_{ah} と r_{aw} は等しいと仮定し、次式(2-29)を用いて評価した(Thom¹⁷⁾)。群落抵抗は群落が濡れるためにゼロとしてよい。

$$r_{ah} = r_{aw} = \frac{[\ln((z-d)/z_0)]^2}{k^2 U(z)} \quad (2-29)$$

ここで、 z は高度(m)、 d は地表面修正量(m)、 z_0 は粗度(m)、 k はカルマン定数で0.4、 $U(z)$ は高度 z における風速(m/s)である。3 高度の風速値から実験期間の平均の d 、 z_0 を求めた結果、 $d=0.19$ (m)、 $z_0=0.04$ (m)であった。

r の上端における境界条件は、群落の熱収支構造が変化しても変わらないことが望ましい。散水時の両区の温度プロファイルを外挿したところ、高度30m 前後で両区の差は地上付近の差の10%以内になることがわかった。そこで、比較区の温度プロファイルと風速プロファイルを対数分布と仮定し、そ

れぞれ地上30m の値を外挿して求め、境界条件とした。

以上の諸点を考慮しつつ、日射、風向、風速が安定した条件下での降温過程について式(2-28)を適用し、 τ/c_1 を求めた。ただし、 $c_1 = c_p \cdot \rho \cdot l^* / c_p \rho$ である。

一方、放射表面温度計により実測された群落表面温度の降温過程の経時変化に指数曲線をあてはめることにより、実測時定数 τ_0 を求めた。方法は非線形最適化手法の改訂マルカート法によった。

Fig.2-8 に τ/c_1 と τ_0 の関係を示す。直線は原点を通る回帰直線である。直線の勾配から $c_1 = 22.02(\text{m})$ となった。群落を構成する葉や茎の平均比熱を $3800(\text{J/kg}^\circ\text{C})$ 、平均密度を $700(\text{kg/m}^3)$ とすると (Jones¹⁶⁾)、 l^* は約 1 cm であった。Fig.2-8 は、散水による降温過程の群落表面温度変化が、気温や風速などから理論的に推定できることを表わしている。

植物体の熱的時定数については、葉で数秒から3分、茎では細いものが1分、太いもので300分から500分、果実では小さな実で20秒、少し大きい実で十数分、大きな果実で300分という値をもっていることが報告されている (Jones¹⁶⁾)。しかしながら群落全体としての熱的時定数を実測し報告した例はあまりなく、本論文で明らかにした値はこのような意味でも重要である。また、群落全体の熱的時定数を求める手法を開発、実証することができた。

非定常状態の温度変化を解析することにより、疎な群落のもつ時定数がおおよそ300sec すなわち5分程度であることが明らかになった。これにより疎な群落において微気象観測をおこなう場合に、熱的平衡状態を前提としている観測データを得るには、データの平均化時間を5分間程度とることが望ましいという1つの基準を明らかにすることができた。

また、疎な群落において時定数が約5分であることから、散水水量を節約しなければならない場合、5分間隔で散水、非散水を繰り返すかんけつ散水でも、散水の効果を持続することが可能である。

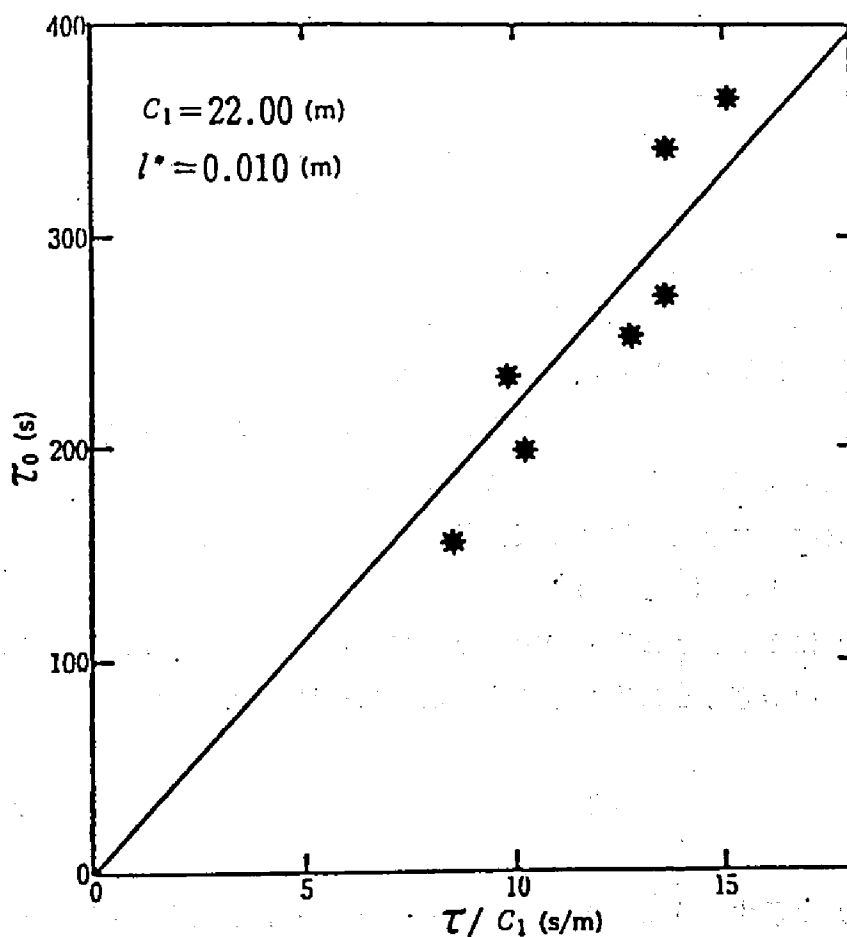


Fig.2-8 理論的に導かれた時定数 τ/c_1 と観測された時定数 τ_0 の関係

2. 散水時平衡過程

式(2-14)に式(2-16)、(2-17)を代入することにより、次式(2-30)が求められる。

$$\Delta T_c = T_s - T_a$$

$$= \frac{r_{aH}(r_{aH} + r_{iH}) \gamma_T (R_N - G) - c_p \rho r_{aH} De}{c_p \rho [\gamma_T (r_{aH} + r_{iH}) + s r_{aH}]} \quad (2-30)$$

ここで、 ΔT_c は群落表面温度と気温の差(℃)である。日射、風向、風速が安定した条件下での散水時平衡過程について式(2-30)を適用し、 ΔT_c を求めた。群落は濡れているため $r_{iH} = 0$ とした。気温、水蒸気圧は散水区地上1mの値を用いた。降温過程の場合のように境界を高所に設定しなかったのは、水蒸気圧の外挿が困難と考えたためである。

一方、放射表面温度計により実測された群落表面温度 T_s と気温 T_a の実測差 $\Delta T_o = T_s - T_a$ を求めた。

Fig.2-9 に ΔT_c と ΔT_o の関係を示す。 ΔT_c と ΔT_o は傾き1の比例関係にある。回帰直線を求めたところ、次式(2-31)となった。

$$\Delta T_o = \Delta T_c + 1.5 \quad (2-31)$$

Fig.2-9 に示すように、 ΔT_c と ΔT_o の差が対象群落に関してある期間一定のものであるなら、散水下の平衡状態における群落表面温度は、日射、風速、散水区の気温、水蒸気圧などからほぼ推定できる。ただし、ここでは境界条件に散水区地上1mの値を用いているため、非散水状態のデータのみからの予測とはなっていない。非散水状態のデータから散水平衡状態の群落表面温度を予測する手法については次節で検討する。

ΔT_c と ΔT_o の差 1.5℃が生じる理由としてつぎのようなことが考えられる。非散水時の疎な群落においては、畝間が濡れていないため一般的な状態であり、運動量のシンクおよび顕熱・潜熱のソースの高さは群落内のほぼ同じ高さにあると考えられるが、散水開始後、平衡状態になるまでの間は

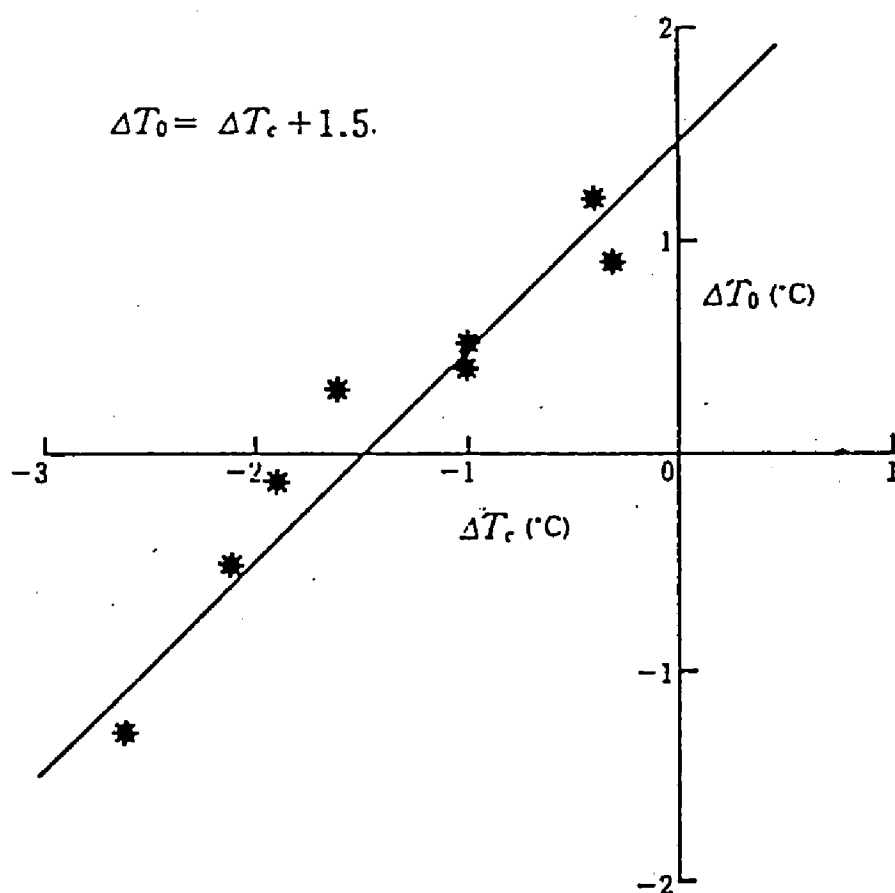


Fig.2-9 理論的に導かれた群落表面温度－気温差 ΔT_c
と実測された群落表面温度－気温差 ΔT_0 の関係

潜熱フラックスが大きくならないため畝間の効果は大きくならないが、散水
平衡状態となり畝間が十分濡れた状態で潜熱フラックスが大きくなると、畝
間からの潜熱フラックスが影響してくる。このため運動量のシンク及び顕熱
のシンクは群落内のある高さに位置するが、潜熱のソースはこれらのシンク

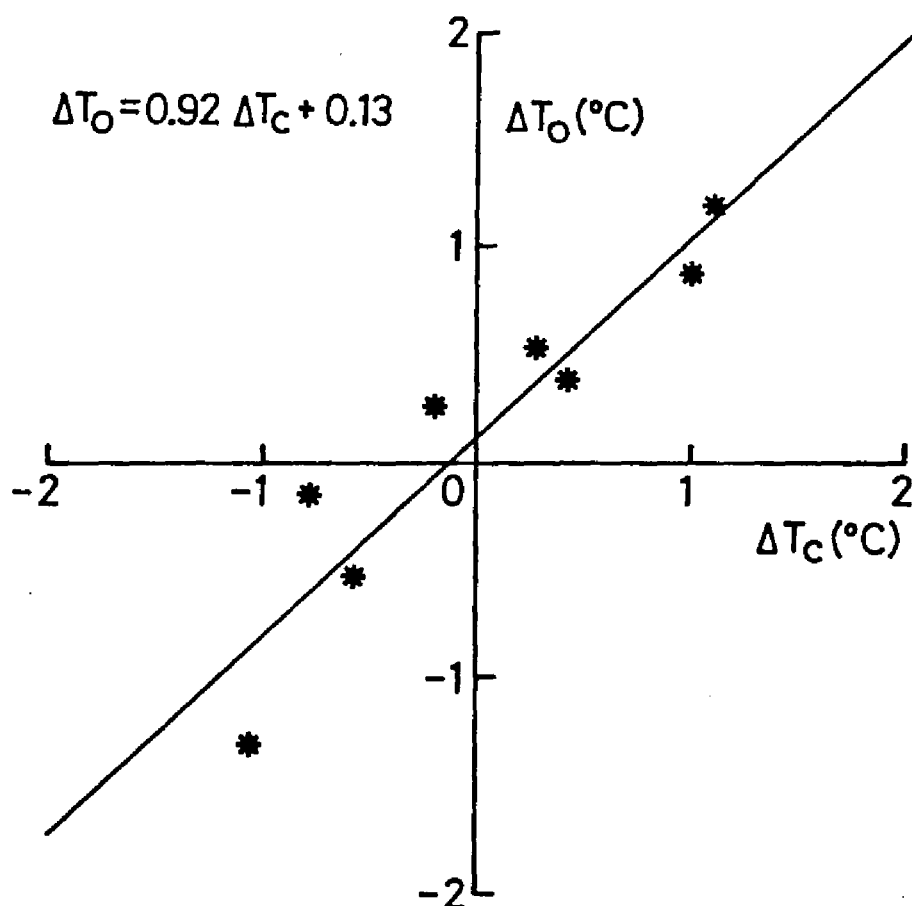


Fig.2-10 みかけの群落抵抗を考慮して理論的に導かれた
群落表面温度-気温差 ΔT_c と実測された
群落表面温度-気温差 ΔT_o の関係

よりは地表面に近く、低い高度に位置することになると考えられる。この効果は式(2-30)においてみかけの群落抵抗を用いることにより評価できる。ここでみかけと言ったのは、群落抵抗が本来の原因である気孔抵抗にもとづいて生じたものでなく、群落の3次元的な立体構造により生じたソース高度の

低下にもとづいているということを示すためである。

式(2-30)を r_{iw} について解くと、次式(2-32)となる。

$$r_{iw} = \frac{r_{ah} [\Delta T_o c_p \rho (\gamma_T + s) - r_{ah} \gamma_T (R_N - G) + c_p \rho De]}{\gamma_T [r_{ah} (R_N - G) - \Delta T_o c_p \rho]} \quad (2-32)$$

各散水平衡状態についてみかけの群落抵抗 r_{iw} を求めたところ、その平均値は約14sec/m となった。この平均値を式(2-30)に入れて ΔT_o を計算しなおしたところ、Fig.2-10 に示すように計算値 ΔT_o と実測値 ΔT_o は、ほぼ一致した。

以上より、群落が畝間を持つという3次元立体的立体構造を、みかけの群落抵抗というパラメータで、1次元モデルに組み込むことが可能であることが明らかになった。

第4節 散水効果の一般化と予測

一般的に、非散水状態の気象データをもとに、その環境下で散水を行なった場合に、どの程度散水の効果があるかを予測する必要がある。本節では比較区(非散水状態)の気象データから散水区(散水平衡状態)の熱収支構造や群落表面温度を予測する方法について検討し、様々な条件下における散水効果を計算し、図示する。

1. 散水下の熱収支構造の予測

散水が熱収支各項に与える効果では、すでに示したとうり潜熱フラックスに与える効果が特に大きい。そこでまず、散水下の潜熱フラックスを比較区の気象データから予測する方法について検討する。

予測の基本となるモデル式は、第1章の式(1-22)で表わされるペンマン-モンタイズ型の評価式とする。用いることのできるデータは、非散水条件下(比較区)の気温、湿度、風速、純放射、地中熱流である。

疎な群落は畝間裸地をもつため、この影響を前節で検討したようにみかけの群落抵抗として導入する($r_{lw}=14\text{sec/m}$)。

モデルの境界条件としてもちいる高さ1mの空気の飽差を、散水区と比較区でくらべてみると、Fig.2-11 のようになる。図の中の直線は、原点を通る勾配2分の1の直線である。この図から、風速、気温、日射などが異なる

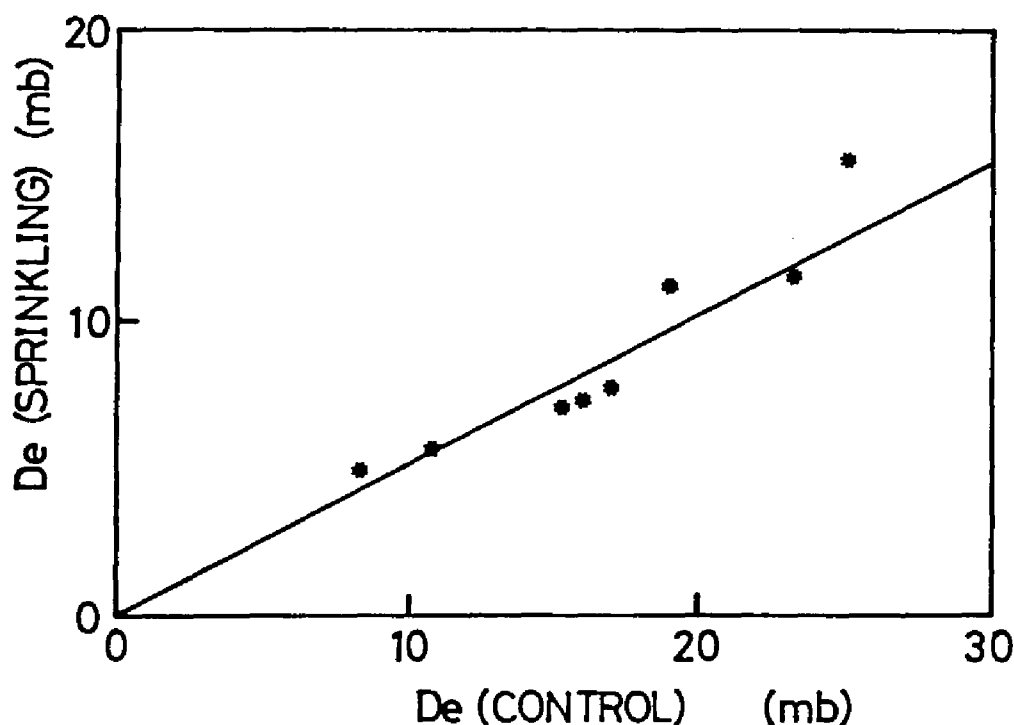


Fig.2-11 散水区の飽差と比較区の飽差の関係

様々な条件下でも、散水区の飽差は比較区の飽差のほぼ半分になるという一定の関係があることが見出された。比較区のデータから散水区の潜熱フラックスをより精度よく評価するために、比較区の飽差の半分のモデルの境界条件の飽差とする。

純放射、地中熱流および気温は、比較区の値を用いることとし、群落境界層抵抗は式(2-29)により求めることとする。そこで風速は、 r の上限境界である地上1m、群落上0.6mでの値である。

以上の条件を考慮すると、非散水状態の気象データから散水状態の潜熱フラックス(蒸発散速度)を予測するためのモデルは、次式(2-33)となる。

$$LE = \frac{s(R_N - G) + c_p \rho (De/2)/r_{ah}}{s + \gamma(r_{aw} + r_{lw})/r_{ah}} \quad (2-33)$$

このモデルを用いて、比較区の気象データから散水区の潜熱フラックスを推定し、散水区で実測した潜熱フラックスと比較したところ、Fig.2-12に示すように、かなり精度良く推定できることが明らかになった。推定値と実測値の標準誤差は $\pm 58 \text{ W/m}^2$ であった。

そこで、様々な条件下において、疎な群落に散水を行なった場合の潜熱フラックスを式(2-33)より計算し、その結果をボーエン比を指標として Fig. 2-13 にまとめた。Fig.2-13 は、様々な環境条件下における散水が、疎な群落の熱収支構造に与える効果を表わしている。

Fig.2-13(a) の条件は、純放射 $R_N=600 \text{ W/m}^2$ 、気温 $T_A=30^\circ\text{C}$ 、地中熱流は純放射の1割とした。横軸は風速、縦軸はボーエン比、すなわち顕熱フラックスと潜熱フラックスの比である。

相対湿度10%では、風速が 1 m/s と弱くても、すでにボーエン比は負となり、下向きの顕熱フラックスがわずかに存在する。風速が増加するとともにボーエン比は減少し、風速 3 m/s で約-0.3となり潜熱フラックスの3分の1

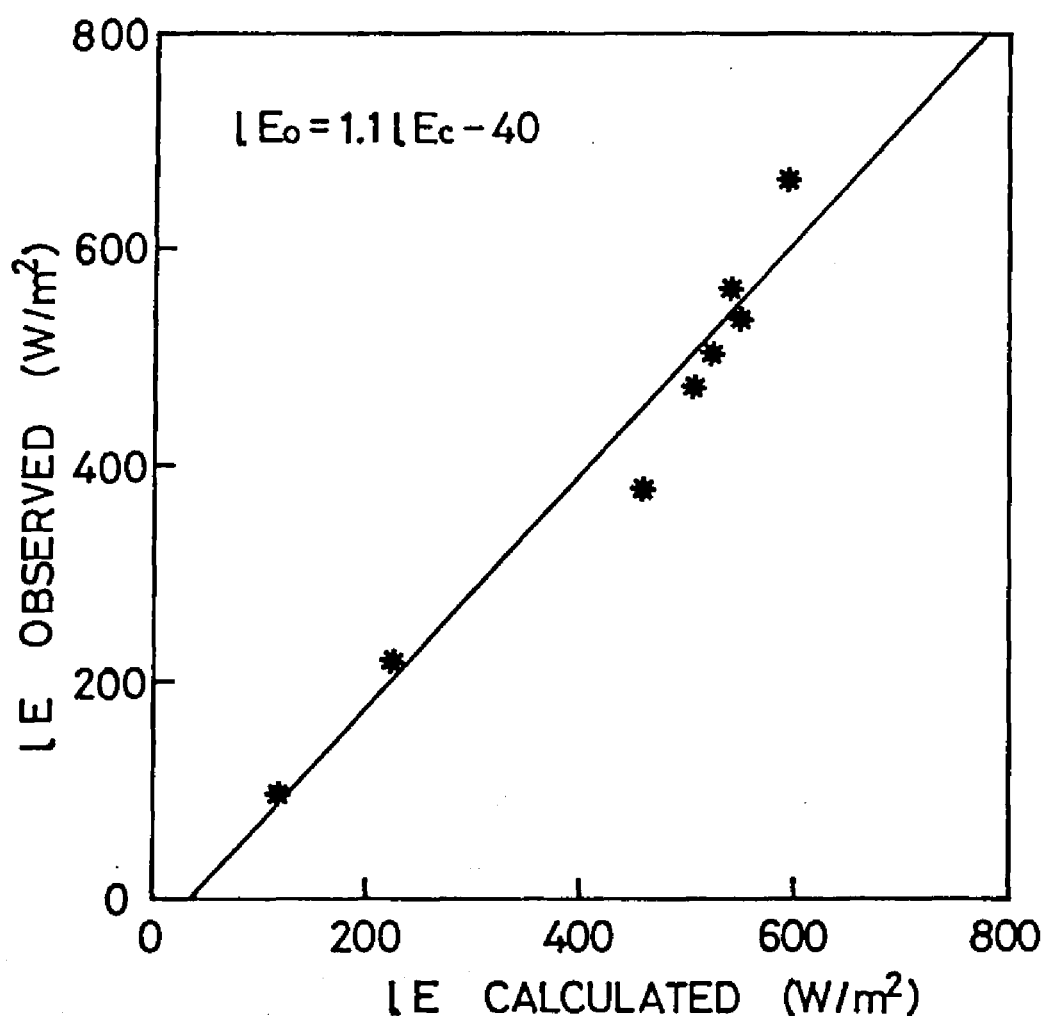


Fig.2-12 潜熱フラックスの推定値と実測値

の顕熱フラックスが下向きに生じる。風速 10m/s では、ボーエン比はさらに減少し約-0.6となり、潜熱フラックスの6割の下向き顕熱フラックスが生じる。相対湿度50%では、風速が 1m/s ではボーエン比は正で、わずかながら上向きの顕熱フラックスが存在する。風速が強くなるとともにボーエン比

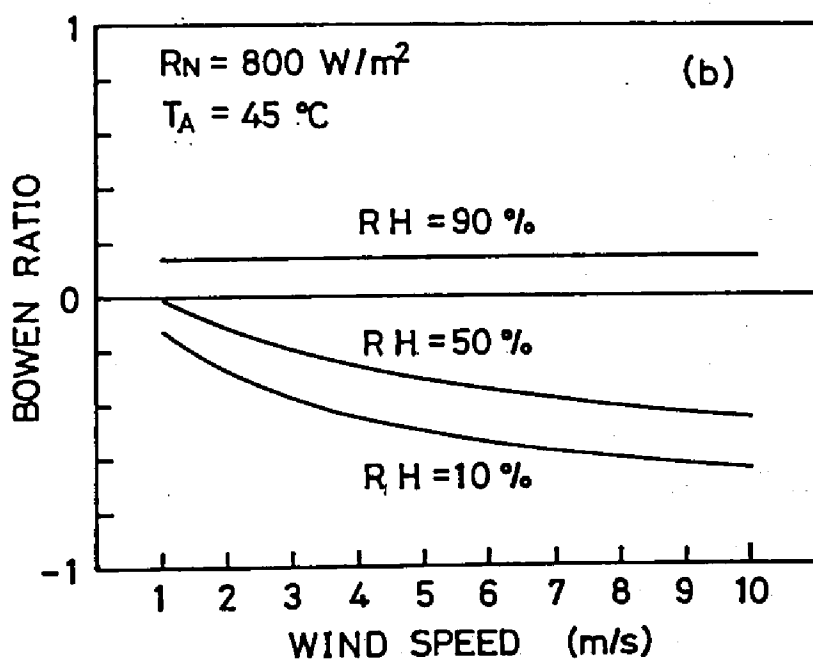
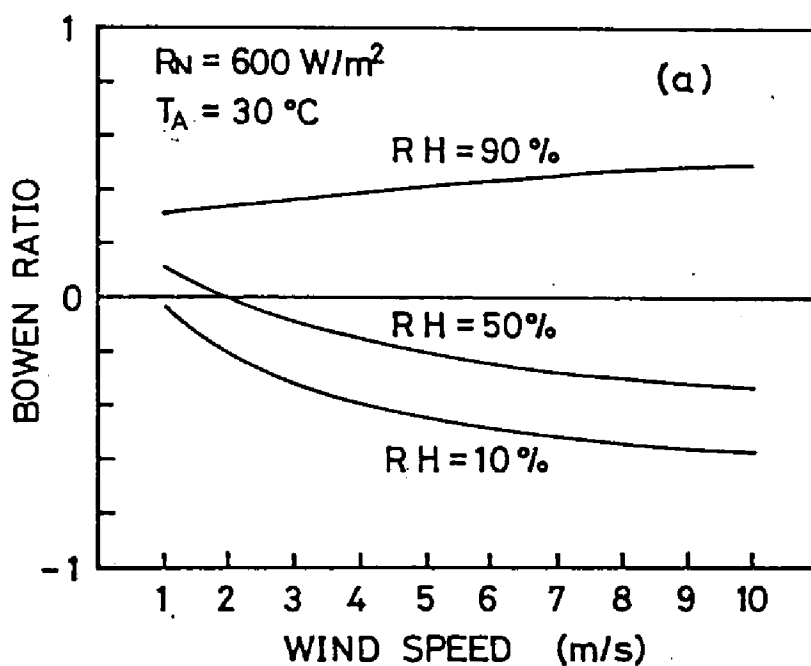


Fig.2-13 様々な環境条件下における散水が
疎な群落の熱収支構造に与える効果

は減少し、風速 5m/s で約-0.2となり潜熱フラックスの2割の顕熱フラックスが下向きに生じる。さらに風速が増加し 10m/s では、潜熱フラックスの3分の1の顕熱フラックスが下向きに生じる。相対湿度90%では、風速にかかわらずボーエン比は正で、風速の増加とともにボーエン比は増加する。風速が弱いところではボーエン比は約0.3で、潜熱フラックスの3分の1が上向きの顕熱フラックスとして生じ、風速の強いところではボーエン比は約0.5となり、潜熱フラックスの約2分の1が上向きの顕熱フラックスとして生じる。

以上をまとめると次のようになる。空気が乾燥している場合、ボーエン比は風速の増加とともに減少し、特に風速の弱いとき以外は負となる。すなわち乾燥空気では、一般に下向きの顕熱フラックスが生じ、その大きさは風速とともに増加する。空気が湿潤な場合、風速によらずボーエン比は正となり、風速の増加とともに増加する。すなわち湿潤空気では、風速の強弱によらず上向きの顕熱フラックスが生じ、その大きさは風速とともに増加する。

次に、純放射がより強く、気温がより高い場合を検討する。Fig.2-13(b)の条件は、純放射 $R_N=800\text{W/m}^2$ 、気温 $T_a=45^\circ\text{C}$ であり、他の条件は Fig.2-13(a)と同じである。

相対湿度10%では、風速の強弱によらずボーエン比は負で、風速の増加とともにボーエン比は減少する。風速が弱く1m/sではボーエン比は約-0.1で、潜熱フラックスの1割の顕熱フラックスが下向きに生じる。ボーエン比は風速5m/sで約-0.5、風速10m/sで-0.65となる。相対湿度50%では、全体的特徴は相対湿度10%の場合と変わらないが、ボーエン比は、弱い風速1m/sでほぼゼロ、5m/sで約-0.3、強い風速10m/sで約-0.5となる。相対湿度90%では風速の強弱によらずボーエン比は正で、しかもほぼ一定の値、約0.14をとる。

以上をまとめると次のようになる。空気が乾燥している場合は、純放射 $R_N=600\text{W/m}^2$ 、気温 $T_a=30^\circ\text{C}$ の条件下とほぼ同じ傾向を示すが、空気が湿潤な場合は、風速の強弱によらず潜熱フラックスに対して一定の割合の顕熱フラックスが上向きに生じる。

2. 群落表面温度の推定

様々な環境条件下における散水平衡状態の熱収支構造はすでに述べたようにまとめられたので、次にこの結果をもとに散水平衡状態の群落表面温度について検討する。

顕熱フラックスは第1章で述べたように次式(2-34)で表わされる。

$$H = c_p \rho (T_s - T_a) / r_{ah} \quad (2-34)$$

ここで、 H は顕熱フラックス密度(W/m^2)、 $c_p \rho$ は空気の体積熱容量($J/m^3 \cdot ^\circ C$)、 T_s は群落表面温度($^\circ C$)、 T_a は気温($^\circ C$)、 r_{ah} は顕熱交換に対する群落境界層抵抗(s/m)である。

この式を T_s について解くと、次式(2-35)が得られる。

$$T_s = T_a + \frac{H r_{ah}}{c_p \rho} \quad (2-35)$$

顕熱フラックス H をはじめ、右辺の諸量は熱収支構造を予測する過程で得られる。そこで、散水平衡状態の群落表面温度は式(2-35)から計算することができる。

熱収支構造を計算した時と同じ条件下で、群落表面温度を求め、まとめたものを Fig.2-14 に示す。

Fig.2-14(a) の条件は、純放射 $R_N=600W/m^2$ 、気温 $T_a=30^\circ C$ 、地中熱流は純放射の1割とした。横軸は風速、縦軸は群落表面温度 T_s である。

いずれの相対湿度でも、風速が弱い領域では風速とともに T_s は急激に低下する特徴がある。相対湿度10%では、風速が1 m/sから4 m/sの間は風速とともに T_s は低下するが、風速が4 m/sより強くなると T_s は上昇する傾向がある。 T_s の最低値は気温よりも3℃低い。相対湿度50%では、風速が1 m/s

から 7 m/sの間は T_s は低下するが、風速が 7 m/s以上では T_s はほぼ一定の値となる。 T_s の最低値は気温より約 1℃低い。相対湿度が 90%では、風速が 1 m/sから 10 m/sの範囲では風速の増加とともに初め急激にしだいにゆっくりと T_s は低下する。風速 10 m/sで T_s は気温より 0.6℃高い。

以上をまとめると次のようになる。空気が乾燥している場合、群落表面温度 T_s が最低となる最適風速が存在する。風速がこの風速より強くても弱くても T_s は最適風速時の T_s より高温になる。Fig.2-14(a)の条件下では、最適風速は 4 m/sである。空気が湿潤な場合、 T_s は風速とともに低下するが、風速が 10 m/s以下では T_s は気温よりも低くならない。

次に、純放射がより強く、気温がより高い場合を検討する。Fig.2-14(b)の条件は、純放射 $R_N=800\text{W/m}^2$ 、気温 $T_A=45^\circ\text{C}$ であり、他の条件は Fig.2-14(a)と同じである。

いずれの相対湿度でも風速に対する T_s の変化パターンは Fig.2-14(a)の場合と相似している。

相対湿度 10%では、風速 4 m/sで T_s が最低となり、その値は気温より 5.1℃低く、特に大きな降温降下を示す。相対湿度 50%では、風速 6 m/sで T_s が最低となり、その値は気温より 2.2℃低い。相対湿度 90%では、風速が 1 m/sから 10 m/sの範囲では風速の増加とともに T_s は低下する。風速 10 m/sで T_s は気温より 0.3℃高い。

Fig.2-14(b)の場合の大きな特徴は Fig.2-14(a)の場合と同じく、空気がある程度乾燥していると、 T_s を最も低下させる最適風速が存在することである。

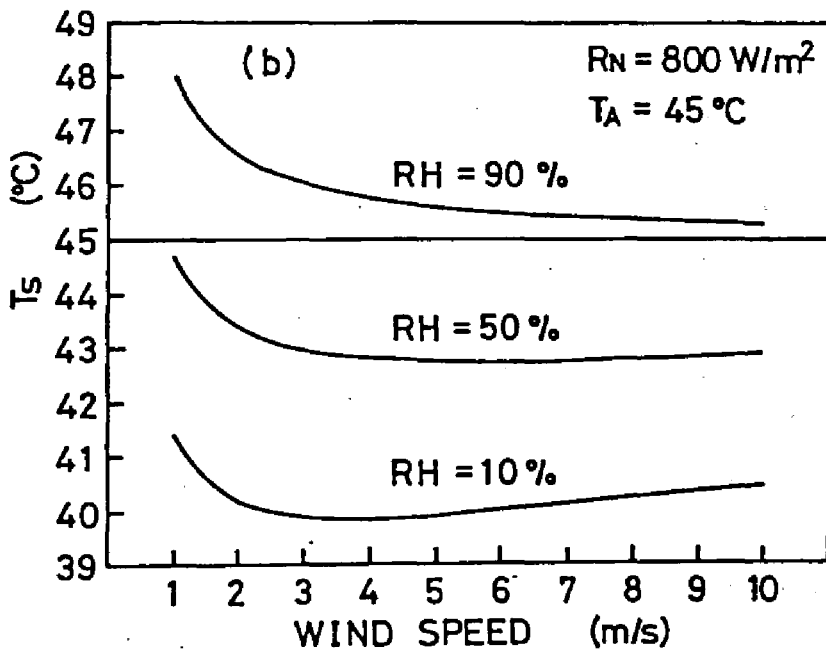
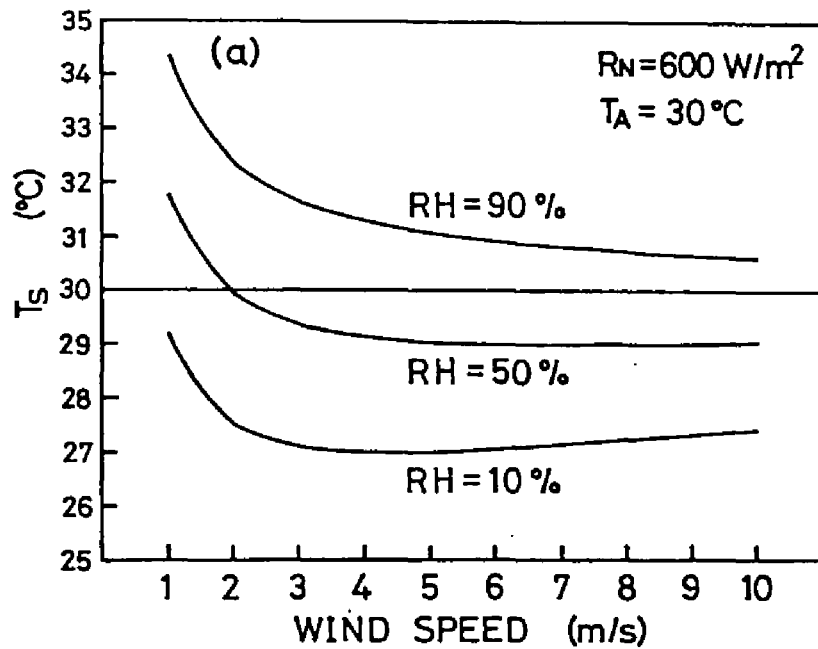


Fig.2-14 様々な環境条件下における散水が
疎な群落の群落表面温度に与える効果

第5節 章のまとめ

夏期高温時、植被の比較的疎な丈の低い植物群落について、散水による微気象改変効果を、野外実験結果にもとづき検討した。散水効果は比較区の値を基準にして、差や比率で表わした。ほとんどの測定値は、散水前より比較区との値に差が見られた。これは測定日以前の散水が散水区の土壤水分率を高めていることに起因し、間接的ながら散水の効果として扱った。結果として次の様なことが明らかになった。

1. 散水が気温に与える効果は、地上1m、0.5m、0.15mの各高度について、散水前それぞれ -0.4°C 、 -0.8°C 、 -2.5°C 、散水中それぞれ -3.3°C 、 -4.0°C 、 -6.3°C 、散水後それぞれ -0.4°C 、 -1.0°C 、 -3.2°C であった。
2. 散水が群落表面温度に与える効果は散水中にのみ見られ、 -2.5°C であった。
3. 散水が地温に与える効果は、地表と地下1cmについて、散水前 -7.2°C と -6.8°C 、散水中 -21.2°C と -15.4°C 、散水後 -17.1°C と -15.7°C であった。
4. 散水が相対湿度に与える効果は、地上1m、0.5m、0.15mの各高度について、散水前それぞれ $+2.8\%$ 、 $+4.4\%$ 、 $+14.2\%$ 、散水中それぞれ $+15.8\%$ 、 $+19.0\%$ 、 $+32.4\%$ 、散水後それぞれ $+2.9\%$ 、 $+5.8\%$ 、 $+16.5\%$ であった。
5. 散水が放射収支に与える効果は、散水前上向き長波放射が -2.8% 、純放射が $+1.5\%$ 、散水中上向き長波放射が -8.9% 、純放射が $+3.1\%$ 、散水後上向き長波放射が -5.3% 、純放射が $+4.3\%$ であった。
6. 散水が地中熱フラックス密度に与える効果は、散水水分の下方浸透により失われる熱も含めて、散水前 -4% 、散水中 -20% 、散水後 -50% であった。
7. 散水が顕熱フラックス密度に与える効果は、散水前 -45% 、散水中 -87% 、散水後 -107% であった。
8. 散水が潜熱フラックス密度に与える効果は、散水前 $+14\%$ 、散水中 $+27$

%、散水後+36%であった。

9. 群落全体としての時定数が、散水降温過程から求められることを、実測値を用いて明らかにした。

10. 散水降温過程の温度変化を解析することにより、疎な群落のもつ時定数がおよそ300 sec すなわち5分程度であることが明らかになった。これにより疎な群落において微気象観測をおこなう場合に、熱的平衡状態を前提としている観測データを得るには、データの平均化時間を5分間程度とすることが望ましいという1つの基準を明らかにすることができた。

11. 群落の熱的時定数が約5分であることから、散水水量を節約しなければならない場合、5分間隔で散水、非散水を繰り返すかんけつ散水でも、散水による降温効果をある程度持続することができる。

12. 散水降温過程の群落表面温度に関して、理論的に導いた時定数と、実測値から求めた時定数は、群落の等価厚さ l^* を1cmとすれば、ほぼ一致した。

13. 散水時平衡過程の群落表面温度に関して、みかけの群落抵抗を用いて理論的に導いた群落表面温度-気温差と、実測値から求めた群落表面温度-気温差は、ほぼ一致した。そこで散水平衡状態の熱収支において、群落が畝間を持つという3次元立体的立体構造を、みかけの群落抵抗というパラメータで、1次元モデルに組み込むことが可能であることが明らかになった。

14. 非散水状態の気象データから、散水状態の潜熱フラックスを予測するモデルを開発し、実測値を用いて検証した。このモデルを用いて、様々な気象条件下における散水状態の熱収支構造および群落表面温度を求め、図の形で整理した。

15. 散水状態の熱収支構造に関して、一般的に次のような特徴がある。空気が乾燥している場合、ボーエン比は風速の増加とともに減少し、特に風速の弱いとき以外は負となる。すなわち乾燥空気では、一般に下向きの顕熱フラックスが生じ、その大きさは風速とともに増加する。空気が湿潤な場合、風速によらずボーエン比は正となり、風速の増加とともに増加もしくは一定

値となる。すなわち湿潤空気では、風速の強弱によらず上向きの顕熱フラックスが生じ、その大きさは風速とともに増加する。

16. 散水状態の群落表面温度に関して、一般的に次のような特徴がある。いずれの相対湿度でも、風速が弱い領域では風速とともに T_s は急激に低下する。空気が乾燥している場合、群落表面温度 T_s が最低となる最適風速が存在する。風速がこの風速より強くても弱くても T_s は最適風速時の T_s より高温になる。一般的な高温条件下では、最適風速は約4 m/sである。空気が湿潤な場合、 T_s は風速とともに低下するが、風速が10 m/s以下では T_s は気温よりも低くならない。

第3章 夏期高温時における散水が 植被の密な植物群落の 微気象に与える効果¹⁸⁾

第2章において、夏期高温時における散水が、植被の疎な丈の低い植物群落の微気象に与える効果について、野外実験結果にもとづき検討した。本章では、植被が密な植物群落において、同様な実験を行った結果について検討を加える。

群落の密度や高さが異なると、群落の空気力学的特性が異なることが知られている。群落高さと粗度の関係については、Szeicz等¹⁹⁾が、群落高さと地表面修正量の関係については、Stanhill²⁰⁾が、それぞれ関係式を導いている。また群落の空気力学的特性は、群落構造によっても複雑に変化することが、Monteith¹⁴⁾によって示されている。さらに畝間裸地の有無は、放射の収支にも影響を与える。このように群落の密度や高さと群落パラメータの関係については、従来の研究でかなり多くのことが分かっている。しかしながら総合的な問題の1つとして、群落の密度によって、散水による微気象改変効果がどのように変わるかについては未解明である。

本章では、植被の比較的密な畝間裸地の無い群落について、夏期高温時、1) 散水により気温、湿度、放射などの微気象はどのように変化するか、2) 顕熱フラックス、潜熱フラックスなどの熱収支構造はどのように変化するか、3) 群落の温度変化は予測できるか等の問題を、植被が疎な群落における結果と比較しつつ、野外実験結果にもとづき検討する。

第1節 実験方法

1. 実験圃場の概況

実験は茨城県南部に位置する農林水産省農業環境技術研究所の畑圃場(No.

A-1)で行った。東と南は大豆畑、北は葉菜類の畑に隣接し、西は道路を隔てて林になっている。

植生として、大豆（エンレイ）を均一栽培した。栽培区画は南北60m×東西25mとし、北側の30m×25mを散水区、南側の30m×25mを比較区とした。1985年6月中旬に耕起、施肥し、6月27日に播種を行った。畝間は60cm、株間は10cmとした。

散水区内にできるだけ均一に散水されるように、スプリンクラーの立上がり4本を設置した。ヘッドはレインバード中間圧式(3Kg/cm²)を用いた。散水区の平均散水強度は、転倒樹型雨量計による測定と配管流量計による測定の結果、8mm/hrであった。

2. 群落の特性

葉面積指数(LAI)は測定期間中4回、各区で行ったサンプリング調査から求めた。実験期間中、群落特性の経時変化は小さかった。栽培区画内平均値として、樹冠高さは0.9m、群落のLAIは2.70であった。群落を上から見たとき、畝間裸地がほとんど無いことから、植被率はほぼ100%であった。

3. 測定方法

各測器の検定を兼ねた予備実験を1985年7月上旬より行い、本実験は天候の安定した8月17日から9月5日の期間行った。Table 3-1に各測定日の測定時間と散水時間を示した。測定は原則として朝9時から夕刻17時までとし、晴天日にのみ実施した。1日に1～2回散水し、散水時間は一回当たり1時間～3時間であった。

疎な群落(LAI=1.95)では、ほとんどの測定値は散水開始後5～15分で平衡に達した。しかしながら、密な群落(LAI=2.70)では、平衡に達するまでの時間が疎な群落より長くかかることが予備実験から明らかになった。このため密な群落に対する散水時間を、より長くした。

測器の配置の概況を Fig.3-1 に示す。

Table 3-1 各測定日の測定時間と散水時間 (1985)

Run No.	Date	Observed period	Sprinkling periods	
			First	Second
1	Aug. 17	9:00~17:00	11:00~13:00	14:30~15:30
2	Aug. 18	9:00~17:00	11:00~13:00	14:30~15:30
3	Aug. 19	9:00~17:00	11:00~13:00	14:30~15:30
4	Aug. 22	10:00~17:00	13:00~14:00	
5	Aug. 23	8:30~17:00	11:00~13:00	14:30~15:30
6	Aug. 24	8:30~17:00	11:00~13:00	14:30~15:30
7	Aug. 25	8:30~17:00	11:00~14:00	
8	Aug. 26	9:00~17:00	11:00~13:00	14:30~15:30
9	Aug. 29	8:30~17:00	11:00~13:00	14:30~15:30
10	Sep. 2	9:00~17:00	11:00~13:00	14:30~15:30
11	Sep. 5	9:00~17:00	11:00~13:00	14:30~15:30

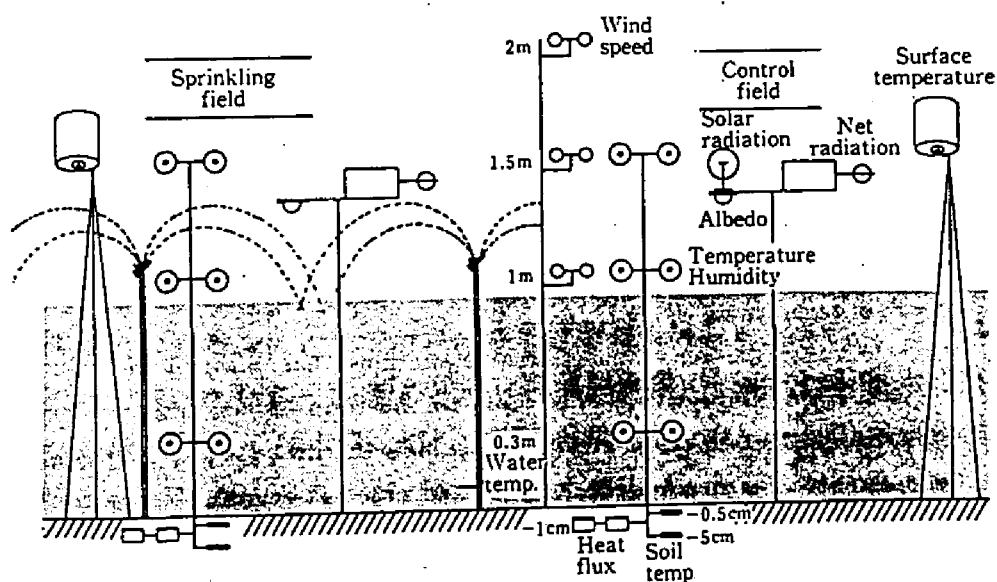


Fig.3-1 測器の配置の概況

各測器の仕様は、第11章で述べたものとほぼ同じである。乾湿計を各区の3高度(1.5m, 1.0m, 0.3m)に設置した。上部2高度は群落上に、下部1高度は群落内に位置する。純放射計と反射強度計を各区に、日射強度計を比較区に設置した。精密放射表面温度計を各区に設置した。地中熱流計を各区2地点(深さ1cm)に設置、地温計を各区2深度(深さ0.5cm, 5cm)に設置した。乾湿計感部や地温計と同様、銅-コンスタンタン熱電対で作成した水温計を、配水管中に設置した。風速計は圃場中央の3高度(2.0m, 1.5m, 1.0m)に設置した。

データ収集、処理システムは前章と同じであるが、平均化時間は10分とした。

第2節 実験結果

散水が温湿度や熱収支に与える効果を、比較区と比べることにより調べた。群落が疎な場合における実験と同様、日射強度が $600\text{W}/\text{m}^2$ 以上かつこの強度が30分以上連続し、障害物のない南または東からの風が吹く時間帯のデータを解析に用いた。ほとんどの測定値は、散水前より両区の値に差が見られた。これは測定日以前の散水が散水区の土壤水分率を高めていることに起因し、間接的ながら散水の効果として扱った。密な群落では、散水による変化が平衡に達するまでの時間が、疎な群落より長くなるため、散水開始後30分以後を散水中のデータとした。結果は次の3つの場合に分けて整理した。

- 1) 散水前(Bef. spr.): 散水開始前、非散水時。
- 2) 散水中(Dur. spr.): 散水開始後30分以後、散水終了まで。
- 3) 散水後(Aft. spr.): 散水終了後1時間以後、非散水時。

散水効果は比較区を基準にした両区の差で検討する。両区の差の平均値と標準偏差は、第2章と同様に式(2-1)、(2-2)により求めた。

1. 温度に与える効果

(1) 散水効果の概要

Fig.3-2に、散水区と比較区の気温と群落表面温度の経時変化例(8月26日)を示す。他の観測日の測定結果をもふまえて、一般に次の様な特徴がある。

比較区では、1)群落上の気温はつねに低高度ほど高い、2)群落内の気温は午前には群落上より高い時が多いが、午後は群落上より低くなる、3)群落表面温度は一般に気温より低い、午前中群落表面温度が1mの気温より高くなることもある、などの特徴をもつ。

これに対し散水区では、つぎのような特徴をもつ。散水前、1)群落上の気温は低高度ほど高い、2)群落内の気温は群落上の気温より低い、3)群落表面温度は1mの気温より低い。散水中、1)群落上の気温は低高度ほど低い、2)群落内の気温は群落上の気温より低い、3)群落表面温度は群落上の気温より低い。散水後、1)群落上2高度の気温差は小さい、2)群落内の気温は群落上の気温より低く、その差は散水前、散水中より大きい、3)群落表面温度と群落上の気温の高低関係は定まらない。

(2) 気温

散水が気温に与える効果を Table 3-2 に示す。なお、散水区の値から比較区の値を引いた値が、表中の差と一致しない場合があるが、これは四捨五入のためである。

散水前の両区の差は群落上でほとんどなく、群落内で-1℃程度である。疎な群落における場合に比べて散水の効果は群落内外とも小さい。

散水中、散水の効果が低高度ほど大きい傾向および地上1mの気温への効果は、疎な群落における場合と同じである。しかしながら群落の樹冠高さを基準にした場合、群落上の気温への散水効果は、疎な群落の場合より0.6℃小さい。群落内の気温への散水効果は疎な群落の場合の約半分である。

散水後、両区の差が低高度ほど大きい傾向は、疎な群落の場合と同じである。地上1mの両区の気温差は、疎な群落の場合よりやや大きい。樹冠高さを基準にした場合、樹冠上0.1mの気温への効果は、疎な群落の場合より0.4℃

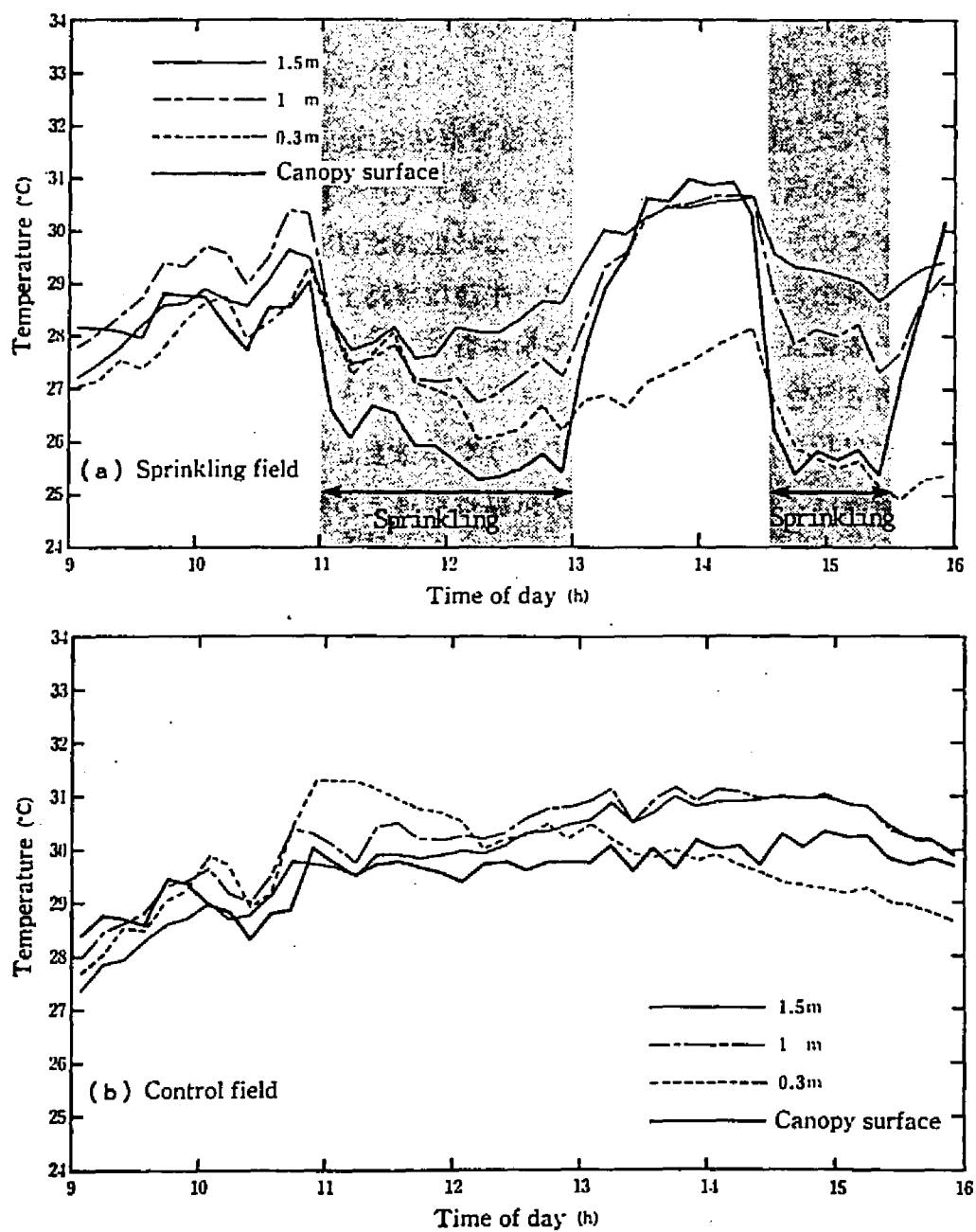


Fig.3-2 散水区と比較区の気温と群落表面温度の経時変化(8月26日)
 (a) 散水区。(b) 比較区。

Table 3-2 散水が気温に与える効果

	Bef. spr.			Dur. spr.			Aft. spr.		
	Air temp.(°C)			Air temp.(°C)			Air temp.(°C)		
	1.5m	1m	0.3m	1.5m	1m	0.3m	1.5m	1m	0.3m
Sprinkling	29.7	30.3	29.3	28.0	27.7	27.2	30.7	30.7	28.4
Control	29.9	30.4	30.2	30.7	31.1	30.8	31.1	31.3	30.1
Difference	-0.1	-0.1	-0.9	-2.7	-3.4	-3.6	-0.4	-0.6	-1.8
S. D.	0.1	0.2	0.2	0.5	0.3	0.4	0.1	0.2	0.4

小さい。群落内 の気温への散水効果は疎な群落の 場合の約半分である。

散水中の両区の差の標準偏差は、地上1.5mで $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$ 、1mで $\pm 0.3^{\circ}\text{C}$ 、0.3mで $\pm 0.4^{\circ}\text{C}$ であった。

(3) 群落表面温度

散水前、両区の群落表面温度は等しく 29.2°C で、差は見られなかった。散水中、散水区の群落表面温度は 26.8°C であるのに対し、比較区では 29.1°C であった。よってその差は -2.3°C となり、疎な群落の場合とほぼ等しい。散水後、両区の群落表面温度は等しく 29.4°C で、差は見られなかった。群落表面温度については後で詳しく検討する。散水中の両区の差の標準偏差は、 $\pm 0.7^{\circ}\text{C}$ であった。

(4) 地温

散水が地温に与える効果を Table 3-3 に示す。

Table 3-3 散水が地温に与える効果

	Bef. spr.		Dur. spr.		Aft. spr.	
	Soil temp. (°C)		Soil temp. (°C)		Soil temp. (°C)	
	-0.5cm	-5cm	-0.5cm	-5cm	-0.5cm	-5cm
Sprinkling	28.4	24.8	28.6	26.0	29.3	27.0
Control	30.1	25.2	30.1	26.7	30.1	27.6
Difference	-1.7	-0.4	-1.5	-0.7	-0.8	-0.6
S. D.	0.9	0.3	0.8	0.4	0.5	0.3

疎な群落の場合に比べて、散水の効果はきわめて小さい。これは、疎な群落では日射透過率が高く、地表面が高温になるため、散水の効果が大きく表われるのに対し、密な群落では日射透過率が低く、地温が高温とならないため、散水の効果があまり表われないことによる。地表に近いほど散水の効果が大きい傾向は、疎な群落の場合と同じである。地下0.5cmの地温について散水中の両区の差が、散水前より小さくなっているのは、散水水温が地下0.5cmの地温より1～2℃高いためである。散水中の両区の差の標準偏差は、地下0.5cmで $\pm 0.8^{\circ}\text{C}$ 、地下5cmで $\pm 0.4^{\circ}\text{C}$ であった。

(5) 散水水温

散水時の平均散水水温と標準偏差は、 $29.8 \pm 0.7^{\circ}\text{C}$ であった。散水水温は地下0.5cmの地温より1～1.5℃高温であった。疎な群落の場合に比べて、散水水温と地温の差は小さい。散水水温は群落内気温より2～3℃高温であっ

た。散水中は一般に、散水水温、地下0.5cmの地温、群落内気温、群落内湿球温度、地下5cmの地温の順番で低温になる。散水水温は散水中ほとんど変化しなかった。

2. 相対湿度に与える効果

乾湿球温度から相対湿度を求めた。計算方法は、第II章で示したとおりである。

(1) 散水効果の概要

Fig.3-3 に、散水区と比較区の相対湿度の経時変化例(8月26日)を示す。

比較区では、1)群落内は群落上より高湿度、2)群落上は低高度ほど高湿度、3)各高度間の差は疎な群落に比べて大きく、特に群落内外の差は大きい、4)群落上の相対湿度は正午過ぎに最低となる、5)群落内の相対湿度は群落上ほど日変化しないなどの特徴をもつ。

これに対し散水区では、各場合つぎのような特徴をもつ。散水前、1)低高度ほど高湿度で、各高度間の湿度差は比較区より大きい、2)群落内外の湿度差は、疎な群落と同程度である。散水中、1)各高度とも湿度が5～10%ステップ的に増加する、2)各高度とも散水開始後10～20分で平衡状態となり、その後一定の値を保つ傾向がある。散水後、1)群落内外の湿度差が大きくなる、2)群落上2高度の湿度差は散水中より小さく、散水前より大きい。

(2) 各高度の相対湿度

散水が相対湿度に与える効果を Table 3-4 に示す。

3つの場合とも、両区の差は群落上より群落内で大きく、群落上では低高度ほど大きい。散水前、両区の差は群落内外において、疎な群落の場合よりも小さい。散水中および散水後、両区の差は疎な群落の場合に比べて、地上1mで若干大きく、群落内で小さい。樹冠高さを基準にすれば、群落上10cm、60cmでともに、両区の差は疎な群落の場合よりも小さい。散水中、散水区の群落内空気は、ほとんど飽和している。散水中の両区の差の標準偏差は、地上1.5mで $\pm 3.2\%$ 、1mで $\pm 1.8\%$ 、0.3mで $\pm 3.6\%$ であった。

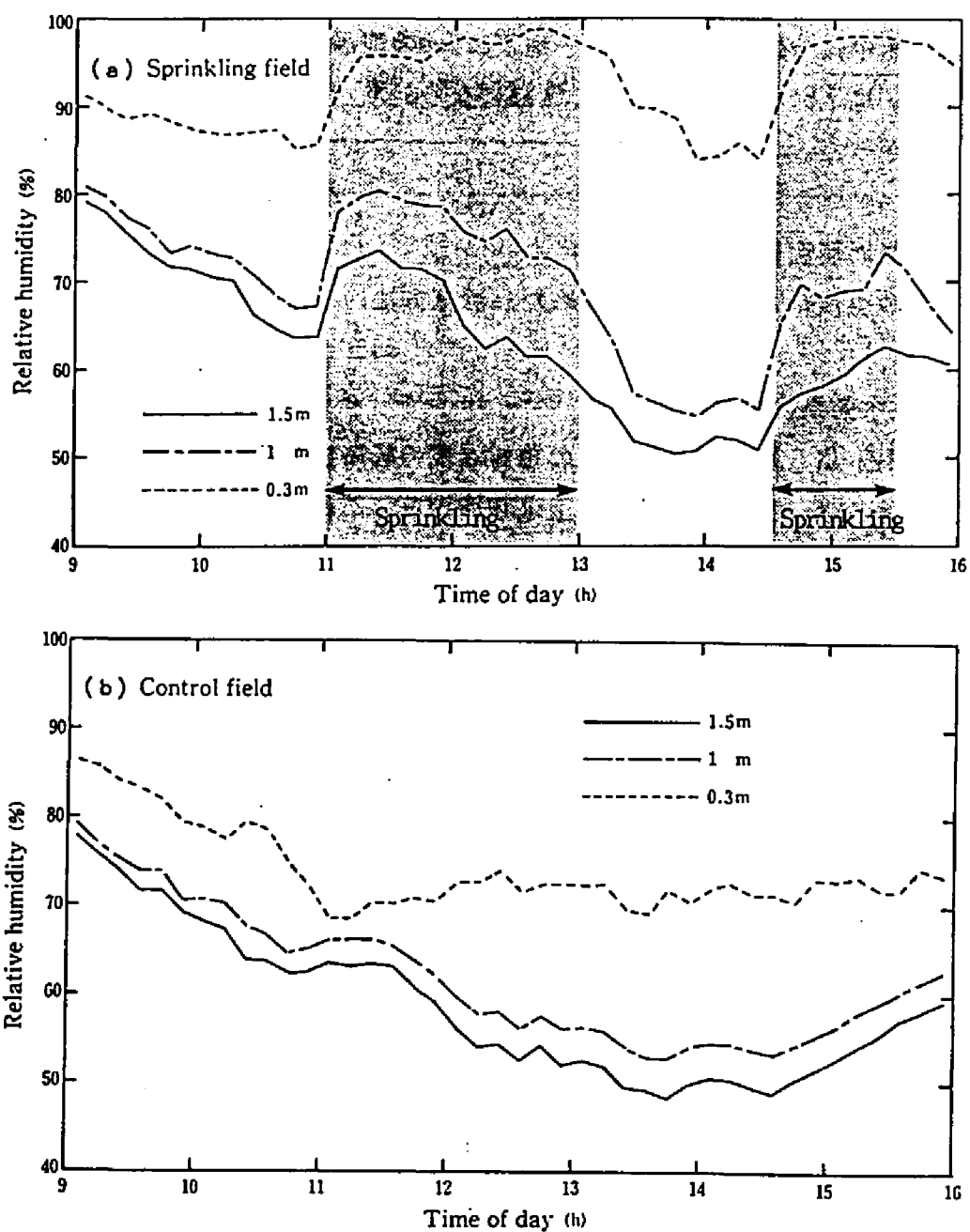


Fig.3-3 散水区と比較区の相対湿度の経時変化 (8月26日)

(a) 散水区。 (b) 比較区。

Table 3-4 散水が相対湿度に与える効果

	Bef. spr.			Dur. spr.			Aft. spr.		
	Rel.humid.(%)			Rel.humid.(%)			Rel.humid.(%)		
	1.5m	1m	0.3m	1.5m	1m	0.3m	1.5m	1m	0.3m
Sprinkling	70.8	73.7	85.3	73.9	81.1	96.1	58.4	63.2	86.1
Control	69.3	71.4	79.4	60.9	63.9	75.6	56.0	59.7	73.2
Difference	+1.6	+2.3	+5.8	+13.0	+17.2	+20.4	+2.4	+3.6	+12.8
S. D.	0.6	1.4	1.8	3.2	1.8	3.6	0.6	1.2	1.7

3. 放射に与える効果

散水が上向き短波放射(Su)に与える効果は、最も大きい散水中でも、比較区の値の1~2%程度であった。ここでは散水の効果が比較的明瞭に現われた上向き長波放射(Lu)と純放射(Rn)について検討する。

(1) 上向き長波放射(Lu)

Luは群落表面温度をもとに、ステファン-ボルツマンの式を使い、(3-1)式から求めた。

$$Lu = \epsilon_L \sigma T_L^4 \quad (3-1)$$

ここで、Luは上向き長波放射フラックス密度(W/m²)、 ϵ_L は植被の射出率で0.98、 σ はステファン-ボルツマン定数で 5.6703×10^{-8} (W/m²K⁴)、 T_L は

群落表面温度(K)である。

散水が上向き長波放射に与える効果を Table 3-5 に示す。

散水前、両区の差は -2.6W/m^2 で、比較区の L_u の -1% より小さい。散水中、両区の差は -16.1W/m^2 となり、比較区の L_u の -3.5% に相当する。散水後、両区の差は -2.1W/m^2 で、比較区の L_u の -1% より小さい。

各場合とも両区の差は、疎な群落での両区の差に比べて小さい。これは、植被の無い畝間地表面温度の低下が群落表面温度の低下より1オーダー大きいため、畝間地表面の有無が L_u の変化に大きく影響するためである。散水中の両区の差の標準偏差は、 $\pm 3.9\text{W/m}^2$ であった。

(2) 純放射(R_N)

散水が純放射に与える効果を Table 3-6 に示す。

散水前、両区の差は -9.3W/m^2 であり、これは比較区の R_N の -2% より小さい。散水中、両区の差は 50.2W/m^2 となり、比較区の R_N の 9% に相当する。散水後、両区の差は 12.2W/m^2 となり、比較区の R_N の 3% に相当する。

疎な群落の場合に比べ、散水中の両区の差が大きく表われ、散水によって純放射が1割近く増加した。散水中の両区の差の標準偏差は、 $\pm 14.0\text{W/m}^2$ であった。

4. 地中熱フラックス密度に与える効果

伝導による地中熱フラックス(G)は、地中熱流板の値と地温の変化から求めた。散水中の散水区で、下方浸透に伴う熱フラックス(W)は、次式(3-2)から求めた。

$$W = c_w S_R (T_s - T_m) \quad (3-2)$$

ここで、 W は下方浸透に伴う下向き正の熱フラックス(W/m^2)、 c_w は水の比熱で $4.178(\text{J/g}^\circ\text{C})$ 、 S_R は散水強度で $2.222(\text{g/m}^2\text{sec})$ 、 T_s は地下 0.5cm の地温($^\circ\text{C}$)、 T_m は散水水温($^\circ\text{C}$)である。

Table 3-5 散水が上向き長波放射に与える効果

	Bef. spr. Lu (W/m^2)	Dur. spr. Lu (W/m^2)	Aft. spr. Lu (W/m^2)
Sprinkling	463.9	449.8	465.6
Control	466.4	465.9	467.7
Difference	-2.6	-16.1	-2.1
S. D.	2.0	3.9	3.5

Table 3-6 散水が純放射に与える効果

	Bef. spr. R_N (W/m^2)	Dur. spr. R_N (W/m^2)	Aft. spr. R_N (W/m^2)
Sprinkling	507.1	616.9	462.4
Control	516.4	566.7	450.2
Difference	-9.3	+50.2	+12.2
S. D.	9.0	14.0	6.4

Table 3-7 散水が地中熱フラックス密度に与える効果

	Bef. spr.	Dur. spr.		Aft. spr.
	G (W/m^2)	G (W/m^2)	W (W/m^2)	G (W/m^2)
Sprinkling	27.1	13.2	-11.4	8.6
Control	32.9	27.3	0.0	13.7
Difference	-5.9	-14.1	-11.4	-5.1
S. D.	3.2	9.0	5.6	5.8

散水が地中熱フラックス密度に与える効果をTable 3-7 に示す。

散水前、両区の差は $-5.9W/m^2$ であり、比較区のGの -18% である。散水中、両区の差は $-14.1W/m^2$ であり、比較区のGの -52% である。両区のGの比は、約0.5となる。散水の下方浸透に伴う熱フラックスWは、 $-11.4W/m^2$ であった。ゆえに $(G+W)$ は $1.8W/m^2$ となり、これは比較区のGの 7% に相当する。散水区で $(G+W)$ がきわめて小さくなるのは、地温の鉛直勾配が小さくなるためと、水温が地温よりも高いためである。散水後、両区の差は $-5.1W/m^2$ となり、比較区のGの -37% に相当する。疎な群落の場合に比べて各場合ともGは小さく、Wは逆向きになっているなどの特徴がある。散水中における両区のGの差の標準偏差は、 $\pm 9.0W/m^2$ であった。

5. 顕熱フラックス密度に与える効果

顕熱フラックス密度(H)は、群落上2高度間のボーエン比を用いて熱収支法により求めた。計算方法の詳細は、前章で示したとおりである。

Fig.3-4 に両区の顕熱フラックス密度の経時変化例(8月26日)を示す。

散水が顕熱フラックス密度に与える効果を Table 3-8 に示す。

散水前、測定日以前の散水の影響でHが $11.8\text{W}/\text{m}^2$ 小さくなった。散水区のHは比較区のHの86%に相当する。散水中、散水区のHは大きく負となり、 $-82.1\text{W}/\text{m}^2$ となった。これは比較区のHの-123%に相当する。散水後、散水区のHは小さな正の値 $8.8\text{W}/\text{m}^2$ を示した。これは比較区のHの25%に相当する。疎な群落に比べて、散水中の散水効果が明瞭に表われている。これは純放射フラックスでも見られた特徴である。散水中の両区の差の標準偏差は比較的大きく、 $\pm 70\text{W}/\text{m}^2$ であった。

6. 潜熱フラックス密度に与える効果

潜熱フラックス密度(LE)は顕熱フラックス密度(H)と同様に、熱収支法により求めた。

Fig.3-4 に両区の潜熱フラックス密度の経時変化例(8月26日)を示す。

散水が潜熱フラックス密度に与える効果を Table 3-9 に示す。

散水前、両区の差は $5\text{W}/\text{m}^2$ で、これは比較区のLEの1%程度にすぎない。散水中、両区の差は $224.8\text{W}/\text{m}^2$ となり、これは比較区のLEの48%に相当する。散水後、両区の差は $43.3\text{W}/\text{m}^2$ となり、これは比較区のLEの11%に相当する。

大気へ出て行く熱の内、潜熱の占める割合を α とすると、 α は次式(3-3)から求められる。

$$\alpha = 1 / (1 + \beta) \quad (3-3)$$

ここで β はボーエン比、すなわち顕熱フラックスと潜熱フラックスの比であ

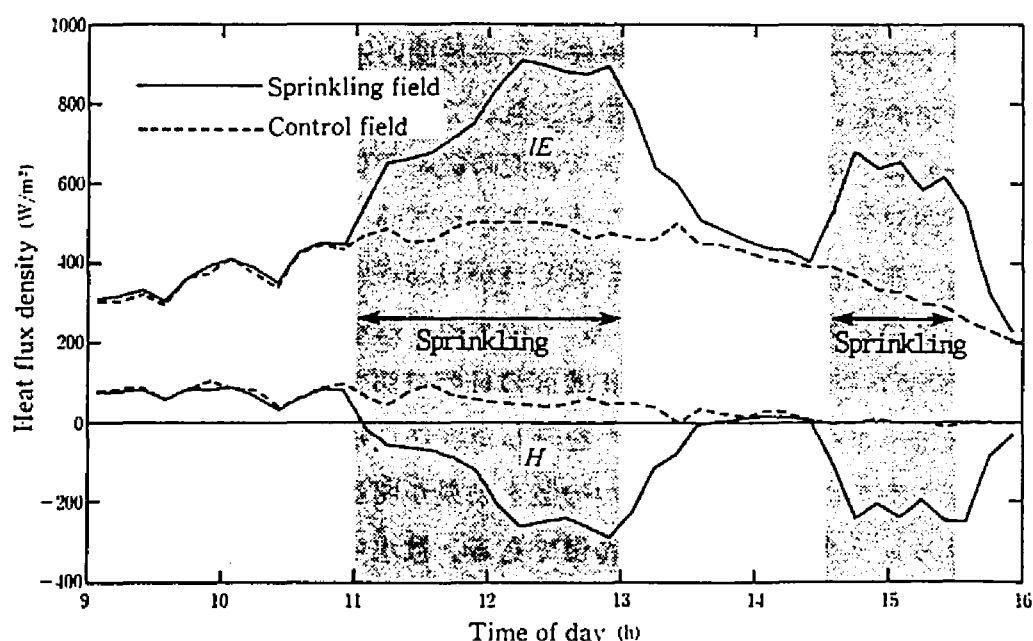


Fig.3-4 散水区と比較区の顕熱フラックス密度(H)と
潜熱フラックス密度(IE)の経時変化 (8月26日)
—— 散水区。----- 比較区。

る。($\alpha = H / IE$)

比較区の α は、散水前82%、散水中88%、散水後91%であった。散水をしていない群落で、日中時間が経過するほど潜熱の割合が増加する傾向は、疎な群落では見られなかったものである。疎な群落での α は散水前、中、後とも80%であったのに対し、密な群落での α は各場合ともこれより大きい。

散水区の α は散水前85%で、比較区より3% 大きいだけである。散水中 α は111%となり、100%より大きい11%は下向きの顕熱フラックスでまかなわれている。散水後 α は98%となり、顕熱フラックスは非常に小さい。

顕熱フラックスと同様に、散水中の散水効果が明瞭に表われている。すな

Table 3-8 散水が顕熱フラックス密度に与える効果

	Bef. spr. H (W/m^2)	Dur. spr. H (W/m^2)	Aft. spr. H (W/m^2)
Sprinkling	74.2	-82.1	8.8
Control	86.0	67.0	34.8
Difference	-11.8	-149.1	-26.0
S. D.	10.4	69.9	8.4

Table 3-9 散水が潜熱フラックス密度に与える効果

	Bef. spr. 1E (W/m^2)	Dur. spr. 1E (W/m^2)	Aft. spr. 1E (W/m^2)
Sprinkling	411.1	697.2	445.1
Control	406.1	472.4	401.8
Difference	+5.0	+224.8	+43.3
S. D.	11.2	74.5	7.0

わち、疎な群落では両区の差が散水後に大きくなる傾向があるのに対し、密な群落では両区の差が散水中最大になる。群落の疎密によってこのような違いが起る理由を、疎密両群落における実験結果から総合的に考察すると、次のようになる。

散水中：一般的に圃場からの蒸発散は大きく2つの成分に分けられる。1つは植物体からの蒸発散成分であり、1つは地表面からの蒸発成分である。前者の植物体からの蒸発散に関して、Larsson¹⁵⁾によれば、散水中は葉面が濡れるために気孔が閉じ、蒸散はほとんどなくなる。

また植物体からの蒸発フラックスの圃場平均値は、植被率の大小に左右され、疎な群落では密な群落より小さい。一方、地表面からの蒸発フラックスは、どちらの群落においても地表面に接する空気がほぼ飽和しているために、散水中は小さいと考えられる。

散水後：植物体からの蒸発フラックスは、植物体の乾燥とともに減少し、蒸散フラックスが徐々に増加する。密な群落では日射が当たる畝間地表面がなく、地表面に接する空気の湿度も高いために、地表面からの蒸発フラックスは散水後も小さいと考えられるのに対し、疎な群落では日射が直接当たる畝間地表面があり、地表面に接する空気の湿度も低いために、地表面からの蒸発フラックスは散水後増加すると考えられる。以上のように、2種の群落における蒸発パターンの違いは、主に畝間の有無によって説明され则认为る。ただし、蒸発散フラックスは各成分ごとに評価されていないため、まだ十分に証明されたとは言えない。

7. 熱収支構造に与える効果

散水が熱収支各項の割合、すなわち熱エネルギーの配分割合をどの程度変化させるかについて、特に散水中の効果を検討する。

Table 3-10 に、散水中における両区の熱収支各項の値を示す。括弧内には、純放射を100とした場合の他の項の大きさを示す。

比較区では 純放射 566.7W/m^2 のうち、約5%が地中熱フラックスに、約12

Table 3-10 散水が熱収支構造に与える効果

	R_N (W/m^2)	$G+W$ (W/m^2)	H (W/m^2)	LE (W/m^2)
Sprinkling	616.9 (100%)	1.8 (0%)	-82.1 (-13%)	697.2 (113%)
Control	566.7 (100%)	27.3 (5%)	67.0 (12%)	472.4 (83%)

%が顕熱フラックスに、約83%が潜熱フラックスに、それぞれ変化する。上空から放射の形で耕地に入ってきた全エネルギーの95%は、顕熱および潜熱エネルギーの形で再び大気中に帰ってゆく。疎な群落と比較し、地中熱フラックスが4%および顕熱フラックスが5%小さく、代わりに潜熱フラックスが9%大きい。おおまかに言えば、耕地へ入力されたエネルギーのうち1割が地中熱に、1割が顕熱に、8割が蒸発散に分配されていることになる。

散水区では、純放射が比較区よりも9%大きくなる。その純放射 $616.9W/m^2$ の約13%に相当する顕熱フラックスが下向き、すなわち大気から群落に向けて生じる。地中へ伝わる熱はほとんどなく、純放射と顕熱フラックスの合計は、潜熱フラックスとして大気中に拡散してゆく。顕熱フラックスと潜熱フラックスの合計は、比較区より14%大きい。おおまかに言えば、耕地へ入力されるエネルギーは、純放射に加えて顕熱フラックスが純放射の約1割生じ、これらはすべて蒸発散に分配されていることになる。

散水により、純放射エネルギーの2割の顕熱が減少し、地中熱フラックスがなくなり、潜熱が3割増加するという熱収支構造の変化は、顕熱が負になるものの、基本的には疎な群落における結果と類似している。

8. 土壌水分と土壌熱容量の測定結果

(1) 土壌水分

散水中の散水区3地点と比較区3地点の土壌を、100 ccのコアにサンプルし、乾燥法で土壌水分を測定した。測定は5回(5日)行なった。平均含水率とばらつき(標準偏差)は、散水区で $48 \pm 6\%$ 、比較区で $28 \pm 5\%$ であった。

両区とも、群落が疎な場合に比べて、土壌が湿っている。しかしながら両区の含水率の差は、群落の疎密によらず20%である。

(2) 土壌熱容量

乾燥土の重量は散水区で平均 $69.1\text{g}/100\text{cc}$ 、比較区で $65.6\text{g}/100\text{cc}$ であり、この乾燥土の比熱を有機物を含む土粒子の値 $1.67\text{J}/\text{g}^\circ\text{C}$ とすると、固相部分の体積熱容量は散水区で $1.15 \times 10^{-6}\text{J}/\text{m}^3^\circ\text{C}$ 、比較区で $1.10 \times 10^{-6}\text{J}/\text{m}^3^\circ\text{C}$ となる。これらに液相の熱容量を加えると、土壌の体積熱容量は散水区で $3.16 \times 10^{-6}\text{J}/\text{m}^3^\circ\text{C}$ 、比較区で $2.27 \times 10^{-6}\text{J}/\text{m}^3^\circ\text{C}$ となる。これらは疎な群落の場合に比べて、散水区で1.5倍、比較区で1.7倍の熱容量値である。

第3節 群落表面温度の変化

第2章と同様、散水による群落表面温度の変化をいくつかの過程に分けて考察する。散水が温度に与える効果を両区の差でとらえると、その経時変化は第2章 Fig.2-6 のように模式的に表わされる。

疎な群落の場合と同様、取り扱いの比較的容易な降温過程と散水平衡過程について考察する。群落表面温度の両区温度差は、散水後の平衡過程でほぼゼロになる。

1. 降温過程

群落を一つの層と考えると、非平衡状態における1次元熱収支は式(3-4)となる。

$$S = R - G - H - LE \quad (3-4)$$

ここで S は群落の貯熱量変化(W/m)である。

式(3-4)の右辺各項を、葉-気温差や交換抵抗等を用いて定式化し、平衡状態の場合と比較することによって、次式(3-5)、(3-6)が導かれる。詳細は第2章で述べたので、ここでは省略する。

$$T_L = (T_I - T_E) \exp(-t/\tau) + T_E \quad (3-5)$$

$$\tau = \frac{c_p^* \rho^* l^*}{c_p \rho \left[\frac{1}{r_{HR}} + \frac{S}{\gamma_T (r_{aH} + r_{LW})} \right]} \quad (3-6)$$

ただし、

$$r_{HR}^{-1} = r_{aH}^{-1} + r_R^{-1} \quad (3-7)$$

ここで、 T_L は群落表面温度($^{\circ}C$)、 T_I は初期群落表面温度($^{\circ}C$)、 T_E は平衡状態での群落表面温度($^{\circ}C$)、 t は時間(s)、 τ は時定数(s)、 c_p^* は群落の平均比熱($J/kg^{\circ}C$)、 ρ^* は群落の平均密度(kg/m^3)、 l^* は群落の等価厚さ(m)、すなわち群落を圧縮した場合の厚さ、 c_p は空気の比熱($J/kg^{\circ}C$)、 ρ は空気の密度(kg/m^3)、 $c_p \rho$ は空気の体積熱容量($J/m^3^{\circ}C$)で $1216(J/m^3^{\circ}C)$ 、 r_{aH} は顕熱

交換に対する群落境界層抵抗(s/m)、 r_R は放射熱交換に対する抵抗(s/m)、 r_{aw} は潜熱交換に対する群落境界層抵抗(s/m)、 r_{lw} は潜熱交換に対する群落抵抗(s/m)、 s は飽和水蒸気圧曲線の勾配($mb/^\circ C$)、 r_T は理論的乾湿計定数($mb/^\circ C$)である。 r_T の値はMonteith¹⁴⁾によった。式(3-5)、(3-6)は、ある熱的平衡状態にある群落で、外からのインパクトや外部条件の変化によって、新たな平衡に向かう過程の温度変化を表わしている。

T_E 、 T_L 、 T_i を群落表面温度で代表させたことに関する問題点については、疎な群落の場合とほぼ同様である。ただし密な群落では畝間地表面と大気の間で直接交換されるフラックスを無視しうるので、疎な群落の場合より問題点は少ない。

r_{aw} と r_{lw} は等しいと仮定し、第2章と同様に、式(2-27)を用いて評価した。群落抵抗は群落が濡れるためにゼロとしてよい。

3 高度の風速値から実験期間の平均の d 、 z_o を求めた結果、 $d=0.76(m)$ 、 $z_o=0.05(m)$ であった。 r の上端境界については、第2章と同様に取り扱った。

以上の諸点を考慮しつつ、日射、風向、風速が安定した条件下での降温過程について式(3-6)を適用し、 τ/c_1 を求めた。ただし、 $c_1=c_p \cdot \rho \cdot l^* / c_p \rho$ である。

一方、放射表面温度計により実測された群落表面温度の降温過程の経時変化に指数曲線をあてはめることにより、実測時定数 τ_o を求めた。方法は非線形最適化手法の改訂マルカート法によった。

Fig.3-5 に τ/c_1 と τ_o の関係を示す。直線は原点を通る回帰直線である。直線の勾配から $c_1=30.13(m)$ となった。群落を構成する葉や茎の平均比熱を $3800(J/kg^\circ C)$ 、平均密度を $700(kg/m^3)$ とすると (Jones¹⁶⁾)、 l^* は $1.4cm$ であった。対象とする群落特有の l^* を一度求めておけば、散水による降温過程の群落表面温度変化は、気温や風速などから理論的に推定できることを Fig.3-5 は表わしている。 l^* に ρ をかけた $\rho \cdot l^*$ は、群落層の植物量(バイオマス) (kg/m^2) である。

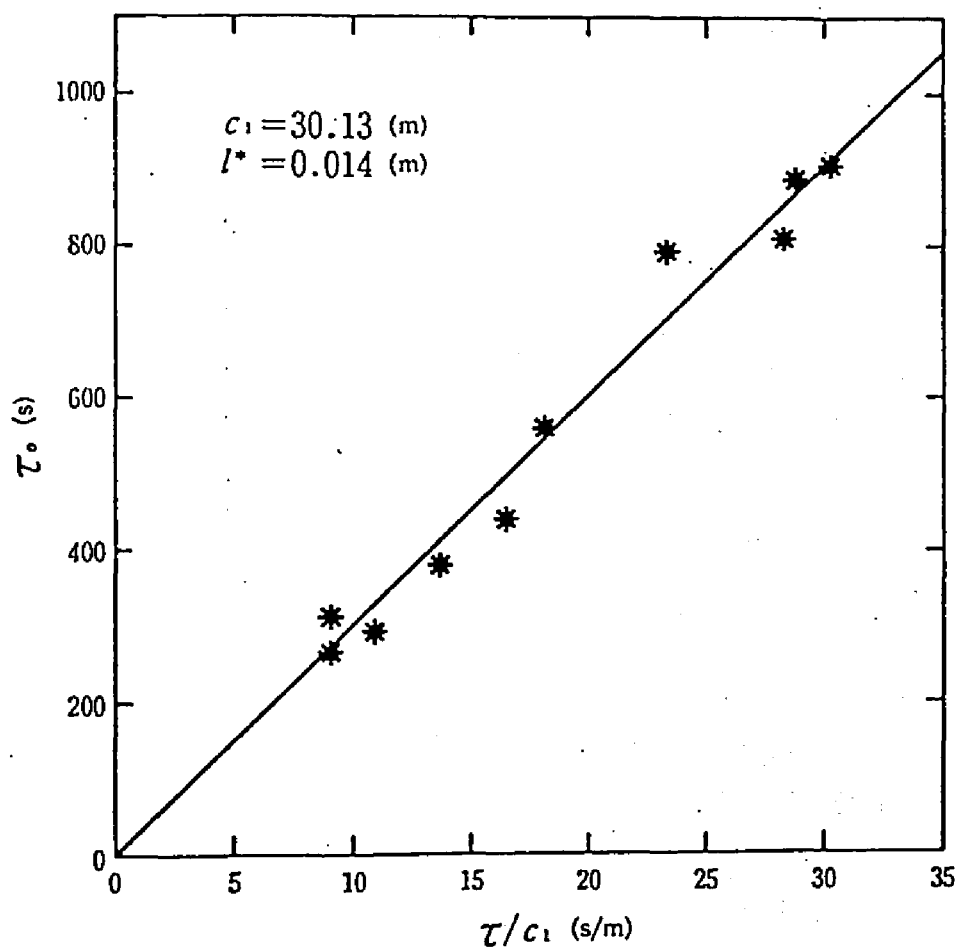


Fig.3-5 理論的に導かれた時定数 τ/c_1 と
観測された時定数 τ_0 の関係

対象とした密な群落と疎な群落の 実際の l^* の比は、植物の繁茂度の指標である葉面積指数の比で近似できると考えられ、実測した葉面積指数から $2.70/1.95 = \text{約}1.4$ となる。

一方、群落の温度変化から推定した l^* の比は、 $1.4/1.0 = 1.4$ となり、

上記の実際の 1° の比に一致する。

以上より、外部条件の変化に対する群落表面温度変化の時定数と風速、気温などがわかれば、植物の量(バイオマス)が推定できることが示された。

非定常状態の温度変化を解析することにより、密な群落のもつ時定数がおよそ 600 sec すなわち 10 分程度であることが明らかになった。これにより密な群落において微気象観測をおこなう場合に、熱的平衡状態を前提としている観測データを得るには、データの平均化時間を 10 分間程度とすることが望ましいという 1 つの基準を明らかにすることができた。

また、密な群落において時定数が約 10 分であることから、散水水量を節約しなければならない場合、10 分間隔で散水、非散水を繰り返すかんけつ散水でも、散水の効果を持続することが可能である。

2. 散水時平衡過程

式(3-4)の右辺各項を、葉-気温差や交換抵抗等を用いて評価することにより、次式(3-8)が導かれる。式の誘導の詳細は第II章を参照されたい。

$$\Delta T_c = T_E - T_A$$

$$= \frac{r_{aH}(r_{aH} + r_{iH}) \gamma_T (R_N - G) - c_p \rho r_{aH} De}{c_p \rho [\gamma_T (r_{aH} + r_{iH}) + s r_{aH}]} \quad (3-8)$$

ここで、 ΔT_c は群落表面温度 T_E と気温 T_A の差 ($^\circ\text{C}$)、 De は空気の飽差 (mb) である。

日射、風向、風速が安定した条件下での散水時平衡過程について式(3-8)を適用し、 ΔT_c を求めた。群落は濡れているため $r_{iH} = 0$ とした。気温、水蒸気圧は散水区地上 1.5m の値を用いた。

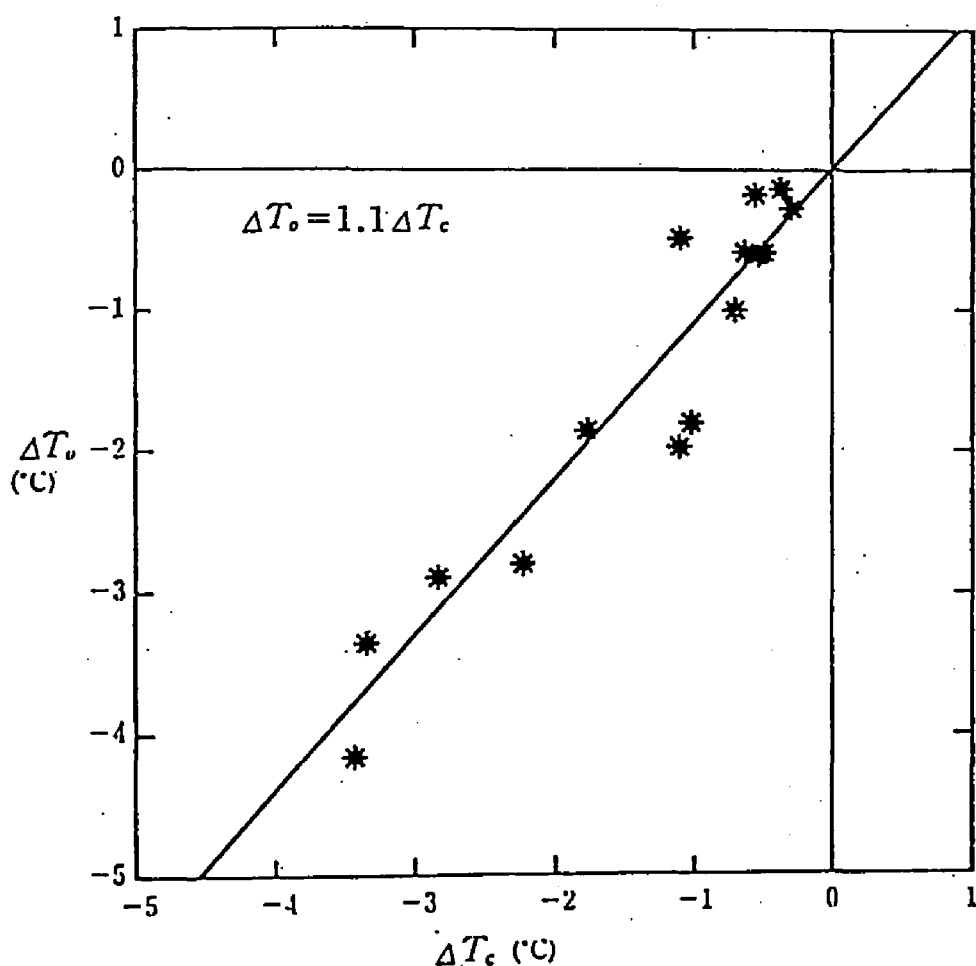


Fig.3-6 理論的に導かれた群落表面温度-気温差 ΔT_c
と実測された群落表面温度-気温差 ΔT_o の関係

一方、放射表面温度計により実測された群落表面温度 T_s と気温 T_a の実測差 $\Delta T_o = T_s - T_a$ を求めた。

Fig.3-6 に ΔT_c と ΔT_o の関係を示す。 ΔT_c と ΔT_o はほぼ一致した。回帰直線を求めたところ、次式(3-9)となった。

$$\Delta T_o = 1.1 \Delta T_c \quad (3-9)$$

実測した葉-気温差が計算した葉-気温差よりやや大きくなった。しかしながら式(3-9)による ΔT_c と ΔT_o の差は、 ΔT_o が -5°C の時でも 0.5°C であり、式(3-9)は ΔT_c と ΔT_o がほぼ一致することを示している。式(3-9)には、群落が疎な場合の関係に見られた定数項(一定差)はない。すなわち密な群落では、理論値と実測値がほぼ一致した。これは疎な群落で見られた畝間の効果がないことを示している。

Fig.3-6 に示すように、散水下の平衡状態における群落表面温度は、日射、風速、散水区の気温、水蒸気圧などから推定できる。ただし、疎な群落の場合と同様に境界条件として散水区の気温と水蒸気圧を用いているため、非散水状態のデータのみからの予測とはなっていない。非散水状態のデータから散水平衡状態の群落表面温度を予測する手法については次節で検討する。

第4節 散水効果の一般化と予測

第2章で、疎な群落について比較区(非散水状態)の気象データから散水区(散水平衡状態)の熱収支構造や群落表面温度を予測する方法について検討した。ここでは畝間をもたない密な群落について、同様の問題を検討する。

1. 散水下の熱収支構造の予測

疎な群落の場合と同様に、まず潜熱フラックスを比較区の気象データから予測する方法について検討する。予測の基本となるモデル式は、疎な群落の場合と同様に、第1章の式(1-22)で表わされるペンマン-モンタイス型の評価式とする。用いることのできるデータは、非散水条件下(比較区)の気温、湿度、風速、純放射、地中熱流である。

密な群落では畝間裸地の効果を考えなくてもよい、疎な群落で検討したみかけの群落抵抗は考慮しなくてもよい。 $(r_{iw}=0)$

モデルの境界条件としてもちいる高さ1.5mの空気の飽差を、散水区と比較区でくらべてみると、Fig.3-7 のようになる。図の中の直線は、原点を通る勾配2分の1の直線である。この図から、風速、気温、日射などが異なる様々な条件下でも、疎な群落の場合と同様に、散水区の飽差は比較区の飽差のほぼ半分になるという一定の関係があることが見出された。比較区のデータから散水区の潜熱フラックスをより精度よく評価するために、比較区の飽

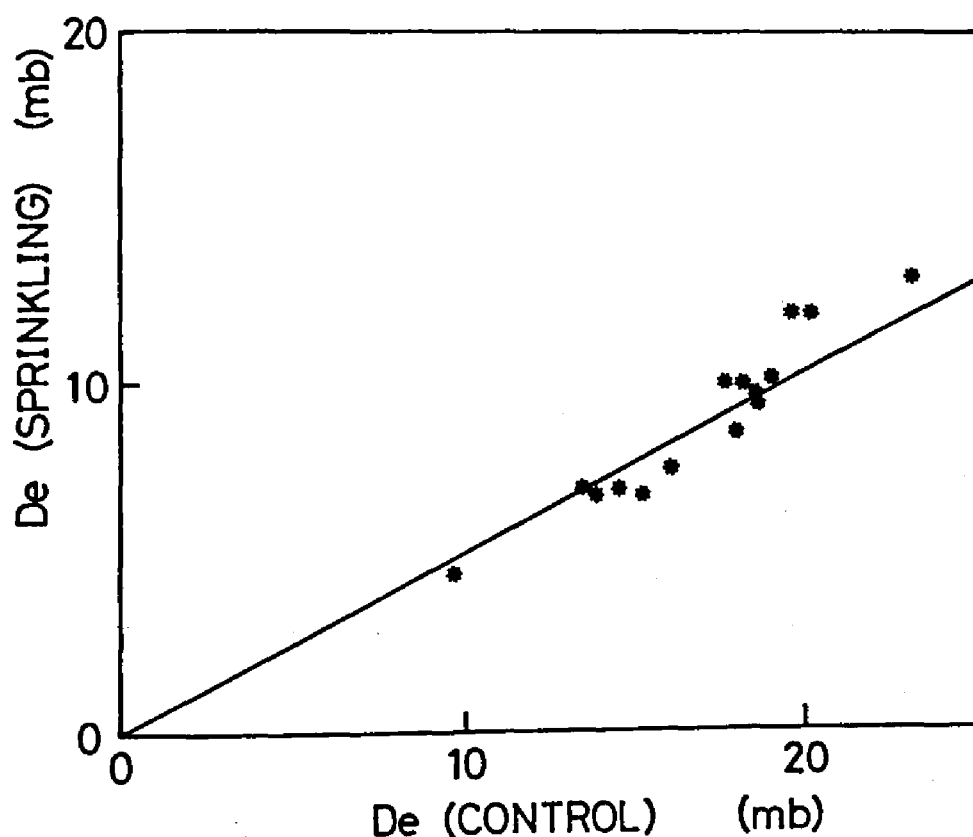


Fig.3-7 散水区の飽差と比較区の飽差の関係

差の半分をモデルの境界条件の飽差とする。

密な群落では、散水により純放射が1割程度増加するので、この効果をモデルにくみ入れることにした。地中熱流および気温は、比較区の値を用いることとし、群落境界層抵抗は式(2-29)により求めることとする。そこで風速は、 r の上限境界である地上1.5m、群落上0.6mでの値である。

以上の条件を考慮すると、密な群落において、非散水状態の気象データから散水状態の潜熱フラックス(蒸発散速度)を予測するためのモデルは、次式(3-10)となる。

$$1/E = \frac{s(1.1R_N - G) + c_p \rho (De/2)/r_{aH}}{s + \gamma(r_{aH}/r_{aH})} \quad (3-10)$$

このモデルを用いて、比較区の気象データから散水区の潜熱フラックスを推定し、散水区で実測した潜熱フラックスと比較したところ、Fig.3-8 に示すように、かなり精度良く推定できることが明らかになった。推定値と実測値の標準誤差は $\pm 69\text{W/m}^2$ であった。

そこで、様々な条件下において、密な群落に散水を行なった場合の潜熱フラックスを式(3-10)より計算し、その結果をボーエン比を指標として Fig. 3-9 にまとめた。Fig.3-9 は、様々な環境条件下における散水が、密な群落の熱収支構造に与える効果を表わしている。

Fig.3-9(a)の条件は、純放射 $R_N=600\text{W/m}^2$ 、気温 $T_A=30^\circ\text{C}$ 、地中熱流は純放射の1割とした。横軸は風速、縦軸はボーエン比、すなわち顕熱フラックスと潜熱フラックスの比である。

相対湿度10%では、風速が 1m/s と弱いとボーエン比はほぼゼロとなる。風速が増加するとともにボーエン比は減少し、風速 5m/s で約-0.5となり潜熱フラックスの2分の1の顕熱フラックスが下向きに生じる。風速 9m/s では、ボーエン比はさらに減少し約-0.66 となり、潜熱フラックスの3分の2

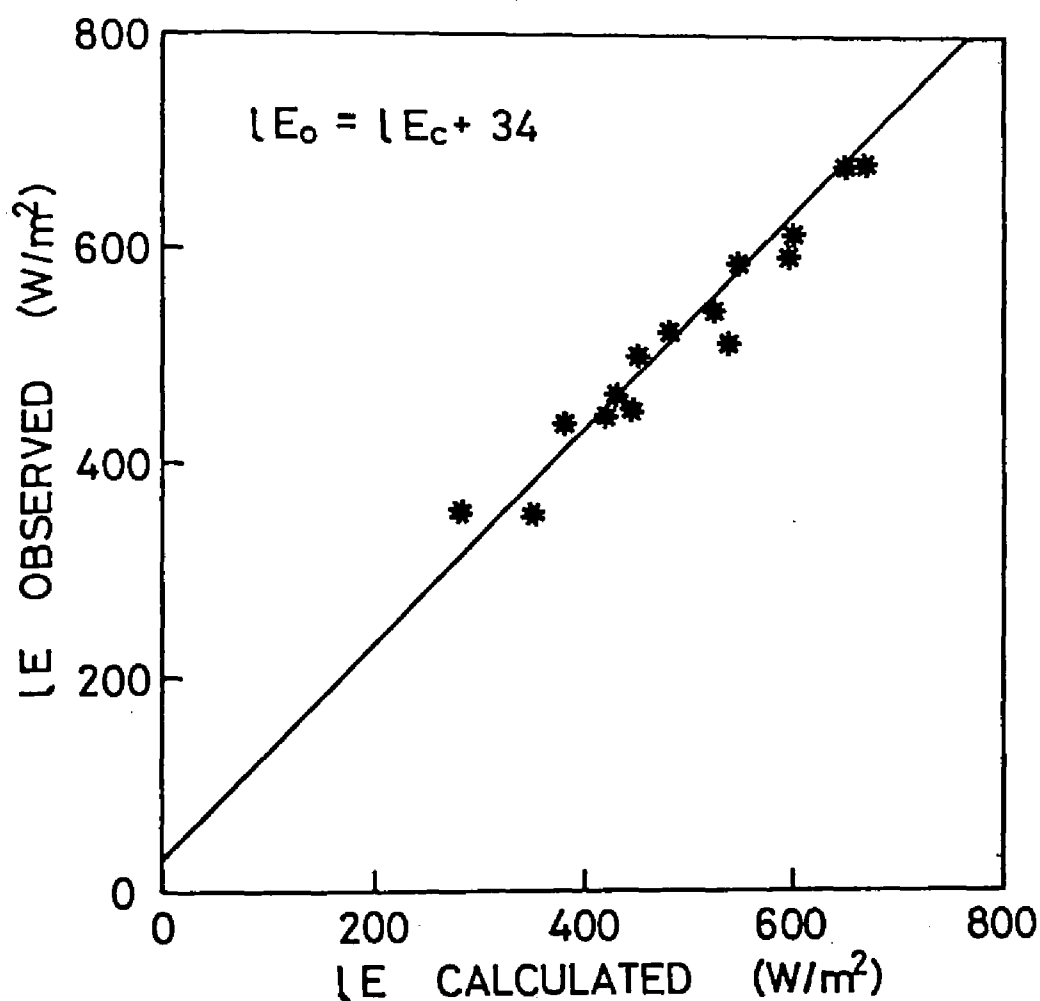


Fig.3-8 潜熱フラックスの推定値と実測値

の下向き顕熱フラックスが生じる。相対湿度50%では、風速が $1m/s$ ではボーエン比は正で、わずかながら上向きの顕熱フラックスが存在する。風速が強くなるとともにボーエン比は減少し、風速 $5m/s$ で約 -0.32 となり潜熱フラックスの約 3 分の 1 の顕熱フラックスが下向きに生じる。さらに風速が増加

し 9 m/s では、潜熱フラックスの 2 分の 1 の顕熱フラックスが下向きに生じる。相対湿度 90% では、風速の増加とともにボーエン比は直線的に減少する。ボーエン比は風速が 8 m/s より弱いとき正であるが、風速が 8 m/s より強くなると負となる。

以上をまとめると次のようになる。密な群落では、空気が乾燥している場合も湿潤な場合も、ボーエン比は風速の増加とともに減少する。風速が弱いとき、空気が湿潤なほどボーエン比は正となりやすく、下向きの顕熱フラックスが生じる傾向がある。

疎な群落の場合と比較すると、次のような特徴がある。いずれの相対湿度でも密な群落の方がボーエン比はより小さい。その差は空気が湿潤なほど大きく、風速が強いほど大きい。疎な群落では、空気が湿潤なとき、風速の増加とともにボーエン比が増加する現象が見られたが、密な群落ではこの現象は見られない。密な群落では、空気が湿潤であっても、ある程度風速が強くなると下向き顕熱フラックスが生じる。

次に、純放射がより強く、気温がより高い場合を検討する。Fig. 3-9 (b) の条件は、純放射 $R_N = 800 \text{ W/m}^2$ 、気温 $T_a = 45^\circ\text{C}$ であり、他の条件は Fig. 3-9(a) と同じである。

相対湿度 10% から 50% にかけての空気が乾燥している時は、風速が特に弱い時以外は、Fig. 3-9(a) の場合とほとんど同じボーエン比の変化をする。相対湿度 90% では、風速の増加とともにボーエン比は直線的に減少し、風速が 5 m/s より弱いとき正であるが、風速が 5 m/s より強くなると負となる。すなわち湿潤空気では Fig. 3-9(a) の場合より若干負にシフトした変化パターンを示す。

疎な群落の場合と比較すると、次のような特徴がある。空気が乾燥していて風速が弱い時に、密な群落の方がボーエン比がわずかに大きくなる（負の領域でゼロに近づく）。しかしながら一般的には Fig. 3-9(a) の場合と同様にほとんどの相対湿度で、密な群落の方がボーエン比はより小さい。その差は空気が湿潤なほど大きく、風速が強いほど大きい。疎な群落では、空気が湿

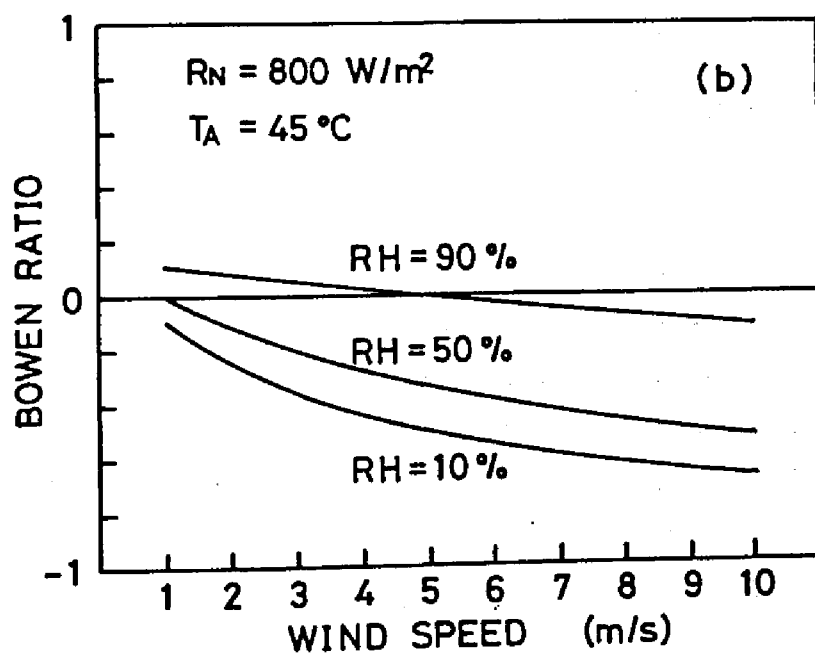
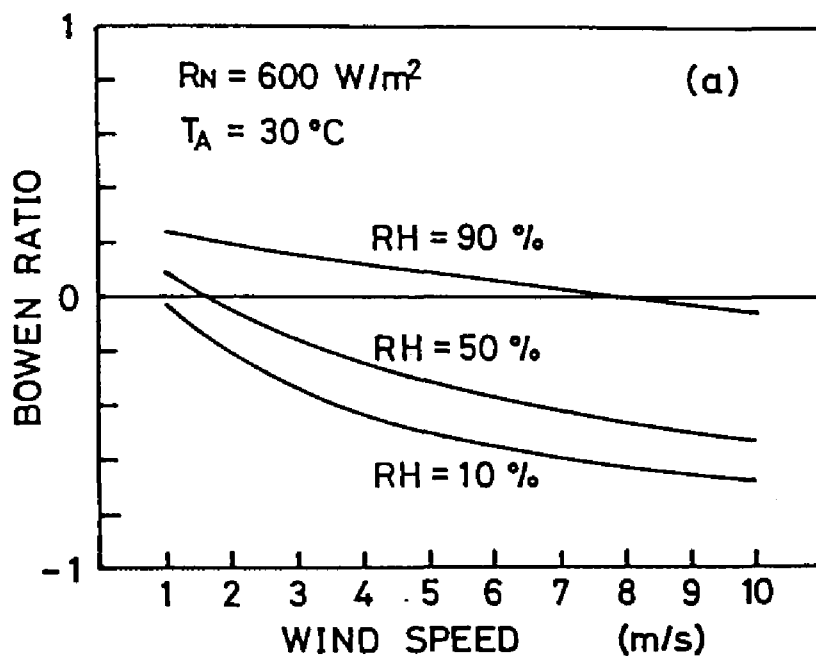


Fig.3-9 様々な環境条件下における散水が
密な群落の熱収支構造に与える効果

潤なとき、風速の増加に関係なくボーエン比が一定となる現象が見られたが、密な群落ではこの現象は見られない。密な群落では、空気が湿潤であっても、ある程度風速が強くなると、下向き顕熱フラックスが生じる。

2. 群落表面温度の推定

密な群落について、様々な環境条件下における散水平衡状態の熱収支構造はすでに述べたようにまとめられたので、次にこの結果をもとに散水平衡状態の群落表面温度について検討する。

第2章の疎な群落の場合と同様に、式(2-35)を用いて、散水平衡状態の群落表面温度を計算し、まとめたものを Fig.3-10 に示す。

Fig.3-10(a) の条件は、純放射 $R_N=600\text{W/m}^2$ 、気温 $T_A=30^\circ\text{C}$ 、地中熱流は純放射の1割とした。横軸は風速、縦軸は群落表面温度 T_s である。

いずれの相対湿度でも、風速が弱い領域では風速とともに T_s は急激に低下する特徴がある。相対湿度10%で T_s は、風速5m/sで気温より5℃低く、風速10m/sでは5.6℃低くなる。相対湿度50%で T_s は、風速が1m/sで気温より2℃高いが、風速5m/sで気温より2.3℃低く、風速10m/sでは2.9℃低くなる。相対湿度90%で T_s は、風速が1m/sから7m/sでは気温より高いが、風速8m/s以上で気温よりわずかに低くなる。

以上をまとめると次のようになる。密な群落では、疎な群落の場合のような、群落表面温度 T_s が最低となる最適風速は存在しない。いずれも相対湿度においても、 T_s は風速の増加とともに低下する。空気が湿潤であっても風速が強くなると、 T_s は気温より低くなる。

次に、純放射がより強く、気温がより高い場合を検討する。Fig.3-10(b) の条件は、純放射 $R_N=800\text{W/m}^2$ 、気温 $T_A=45^\circ\text{C}$ であり、他の条件は Fig.3-10(a) と同じである。

いずれの相対湿度でも風速に対する T_s の変化パターンは Fig.3-10(a) の場合と相似的である。相対湿度10%で T_s は、風速5m/sで気温より6.9℃低く

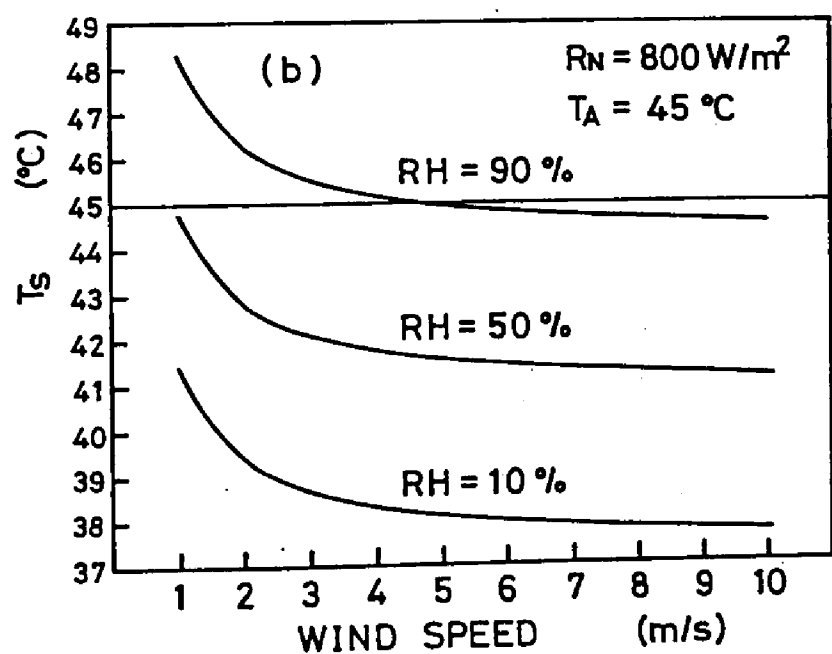
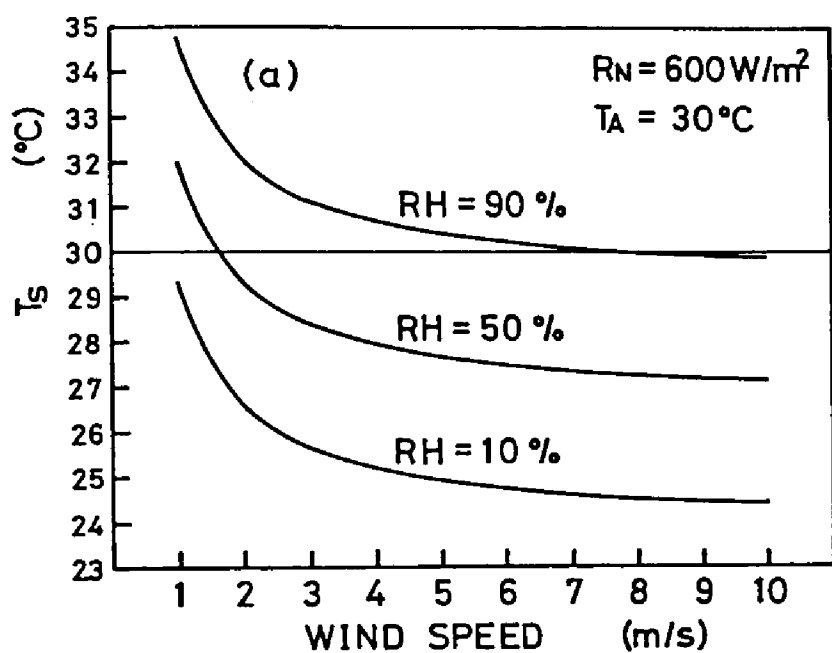


Fig.3-10 様々な環境条件下における散水が
 密な群落の群落表面温度に与える効果

、風速10m/sでは7.3℃低くなる。相対湿度50%で T_s は、風速が1m/sで気温とほぼ等しいが、風速5m/sで気温より3.5℃低く、風速10m/sでは3.9℃低くなる。相対湿度90%で T_s は、風速が1m/sから4m/sでは気温より高いが、風速5m/s以上で気温よりわずかに低くなる。空気が湿潤で、風速が弱い場合に T_s が気温より高くなる範囲は Fig.3-10(a) の場合よりも狭い。

Fig.3-10(b) の場合も、密な群落では疎な群落の場合のような、群落表面温度 T_s が最低となる最適風速は存在しない。いずれも相対湿度においても、 T_s は風速の増加とともに低下する。空気が湿潤であっても風速が強くなると、 T_s は気温より低くなる。

第5節 章のまとめ

夏期高温時、植被の密な植物群落について、散水による微気象改変効果を、野外実験結果にもとづき検討した。散水効果は比較区の値を基準にして、差や比率で表わした。ほとんどの測定値は、散水前より比較区との値に差が見られた。これは測定日以前の散水が散水区の土壤水分率を高めていることに起因し、間接的ながら散水の効果として扱った。結果は、植被が疎な群落における結果と比較しつつ検討し、次の様なことが明らかになった。

1. 散水が気温に与える効果(両区の差)は、地上1.5m、1m、0.3m の各高度について、散水前それぞれ -0.1℃、-0.1℃、-0.9℃、散水中それぞれ -2.7℃、-3.4℃、-3.6℃、散水後それぞれ -0.4℃、-0.6℃、-1.8℃ であった。疎な群落と比較して散水の効果は、地上1mでほぼ等しく、群落高を基準にするとやや小さく、群落内で小さい。

2. 散水が群落表面温度に与える効果(両区の差)は散水中にのみ見られ、-2.3℃であった。これは疎な群落とほぼ等しい。

3. 散水が地温に与える効果(両区の差)は、地下0.5cm と 地下5cm について、散水前 -1.7°C と -0.4°C 、散水中 -1.5°C と -0.7°C 、散水後 -0.8°C と -0.6°C であった。散水の効果は、疎な群落と比較してかなり小さい。

4. 散水が相対湿度に与える効果(両区の差)は、地上 1.5m、1m、0.3m の各高度について、散水前それぞれ+1.6%、+2.3%、+5.8%、散水中それぞれ+13.0%、+17.2%、+20.4%、散水後それぞれ+2.4%、+3.6%、+12.8% であった。疎な群落と比較して散水の効果は、地上1mでほぼ等しく、群落高を基準にするとやや小さく、群落内で小さい。

5. 散水が放射収支に与える効果(両区の差を比較区の値で割ったもの)は、散水前上向き長波放射が-0.6%、純放射が-1.8%、散水中上向き長波放射が-3.5%、純放射が+8.9%、散水後上向き長波放射が-0.4%、純放射が+2.7% であった。

6. 散水が地中熱フラックス密度に与える効果(両区の差)は、散水水分の下方浸透により移動する熱も含めて、散水前 $-6\text{W}/\text{m}^2$ 、散水中 $-26\text{W}/\text{m}^2$ 、散水後 $-5\text{W}/\text{m}^2$ であった。散水中の効果は、疎な群落より小さい。

7. 散水が顕熱フラックス密度に与える効果(両区の差を 比較区の値で割ったもの)は、散水前-14%、散水中-223%、散水後-75% であった。疎な群落に比べて散水 中の効果が大きい。

8. 散水が潜熱フラックス密度に与える効果(両区の差を 比較区の値で割ったもの)は、散水前+1%、散水中+48%、散水後+11% であった。疎な群落に比べて散水中の 効果が大きい。

9. 散水降温過程の温度変化を解析することにより、密な群落のもつ時定数がおよそ600 sec すなわち10分程度であることが明らかになった。これにより密な群落において微気象観測をおこなう場合に、熱的平衡状態を前堤としている観測データを得るには、データの平均化時間を10分間程度とすることが望ましいという1つの基準を明らかにすることができた。

10. 群落の熱的時定数が約10分であることから、散水水量を節約しなければならない場合、10分間隔で散水、非散水を繰り返すかんけつ散水でも、散

水による降温効果をある程度持続することができる。

9. 散水降温過程の群落表面温度に関して、理論的に導いた時定数と、実測値から求めた時定数は、群落の厚さ l^* を 1.4cm とすれば、ほぼ一致した。

10. 密な群落と疎な群落に関して、群落表面温度の変化をもとに推定した植物量の比は、実際の繁茂度の比に一致した。この手法は、リモートセンシングによる、群落バイオマス量の推定法として応用できる。

11. 散水時平衡過程の群落表面温度に関して、理論的に導いた群落表面温度-気温差と、実測値から求めた群落表面温度-気温差は、ほぼ一致した。これは疎な群落で見られた畝間の効果がないことを示している。

12. 密な群落において、非散水状態の気象データから散水状態の潜熱フラックスを予測するモデルを開発し、実測値を用いて検証した。このモデルを用いて、様々な気象条件下における散水状態の熱収支構造および群落表面温度を求め、図の形で整理した。

13. 密な群落における散水状態の熱収支構造に関して、一般的に次のような特徴がある。空気が乾燥している場合も湿潤な場合も、ボーエン比は風速の増加とともに減少する。風速が弱いとき、空気が湿潤なほどボーエン比は正となりやすく、下向きの顕熱フラックスが生じる傾向がある。

14. 密な群落における散水状態の熱収支構造を、疎な群落の場合と比較すると、次のような特徴がある。いずれの相対湿度でも密な群落の方がボーエン比はより小さい。その差は空気が湿潤なほど大きく、風速が強いほど大きい。疎な群落では、空気が湿潤なとき、風速の増加とともにボーエン比が増加する現象が見られたが、密な群落ではこの現象は見られない。密な群落では、空気が湿潤であっても、ある程度風速が強くなると下向き顕熱フラックスが生じる。

15. 密な群落における散水状態の群落表面温度 T_s に関して、一般的に次のような特徴がある。いずれの相対湿度でも、風速が弱い領域では風速とともに T_s は急激に低下する。密な群落では、疎な群落の場合のような、群落

表面温度 T_s が最低となる最適風速は存在しない。いずれも相対湿度においても、 T_s は風速の増加とともに低下する。空気が湿潤であっても 風速が強くなると、 T_s は気温より低くなる。

第II編 冬期低温時における 散水の効果

第4章 散水と夜間の熱収支

第4章と第5章で、散水水分が耕地の微気象に与える効果について考察する。夜間低温時に連続的に散水する散水氷結法は、多量の水を必要とするため、貯水量の少なくなる冬期において、実行が困難となる場合が生じやすい。そこで本論文では、翌朝の冷却が予想される夕刻に散水を行ない、土壤水分を高めることにより土壤の熱的性質を変え、微気象を改善しようとする方法について検討する。

第1節 夜間熱収支評価の基礎

第1章第1節で、日中の熱収支評価の基礎について述べた。日中の熱収支と夜間の熱収支では、熱収支各項の重要性や評価方法が若干異なる。本節では、夜間の熱収支モデルを構築する過程をとおして、夜間熱収支評価の基礎について述べる。

1. 大気中の熱収支モデル

夜間の放射冷却のメカニズムは、従来次のように考えられていた。

「地表面からの絶え間ない放射損失は、地表面の温度を低下させる。このエネルギー損失を補うために、地中では伝導により地中熱フラックスが上向きに生じ、大気中では拡散により顕熱フラックスが下向きに生じる。この結果、地中および大気中では Fig.4-1 に示すような、日中からみれば逆転した気温プロファイルとなる。」

しかしながら、海外における多くの報告にあるように、実際に観測される気温プロファイルが Fig.4-2 のようになることがしばしばある。地表面ではなく、地上数cmから地上数十cmに最低気温が現われるこの現象は、Raised Minimum と呼ばれ、大気中の水蒸気、CO₂ などが長波放射エネルギーを吸

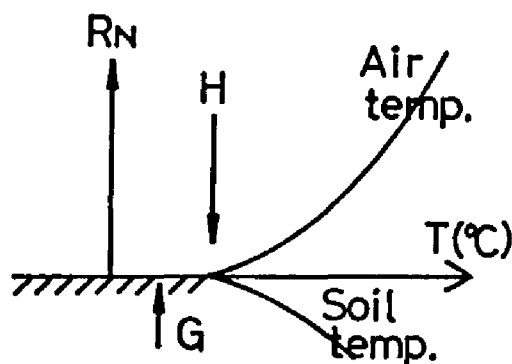


Fig. 4-1 放射冷却の説明

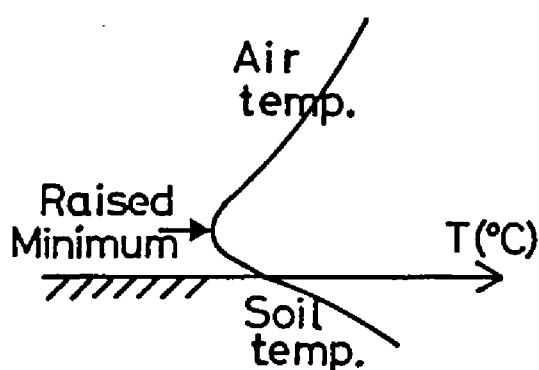


Fig. 4-2 実測温度プロフィール

収、射出しているために生じると考えられている。

Fig. 4-3 に、厚さ Δz の空気層の長波放射収支を示す。 L_u は空気層の下面に入ってくる上向き長波放射フラックス密度 (W/m^2)、 ΔL_u は空気層の上面から出てゆく上向き長波放射フラックス密度のなかの L_u からの増分 (W/m^2)、 L_d は空気層の上面に入ってくる下向き長波放射フラックス密度 (W/m^2)、 ΔL_d は空気層の下面から出てゆく下向き長波放射フラックス密度のなかの L_d からの増分 (W/m^2)、 a は単位長さあたりの吸収率 (m^{-1})、 b は

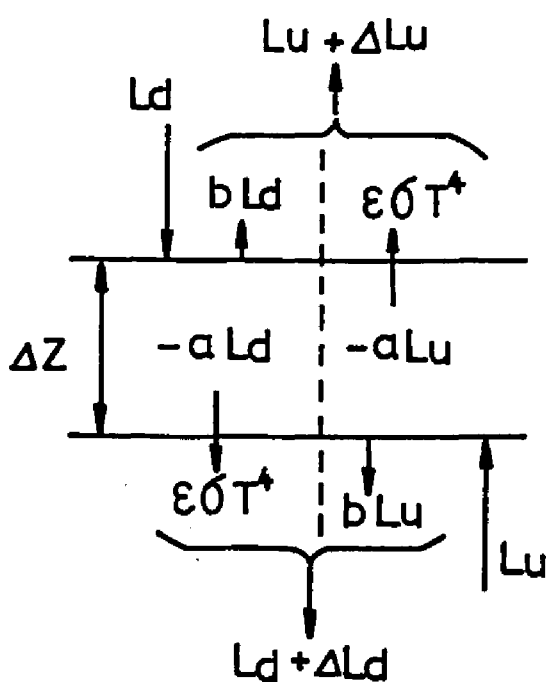


Fig. 4-3 空気層の長波放射収支

単位長さあたりの反射率(m^{-1})、 ϵ は単位長さあたりの射出率(m^{-1})である。
 磯部²¹⁾にもとづき、上向き長波放射フラックスについて整理すると、

$$L_u + \Delta L_u = L_u - b L_u \Delta z - a L_u \Delta z + b L_d \Delta z + \epsilon \sigma T^4 \Delta z \quad (4-1)$$

となり、両辺を Δz で割ると、

$$\Delta L_u / \Delta z = -(a+b) L_u + b L_d + \epsilon \sigma T^4 \quad (4-2)$$

となる。差分式(4-2)を、微分式にすると、次式(4-3)となる。

$$dL_u / dz = -(a+b) L_u + b L_d + \epsilon \sigma T^4 \quad (4-3)$$

同様に、下向き長波放射フラックスについて整理すると、

$$L_d + \Delta L_d = L_d - b L_d \Delta z' - a L_d \Delta z' + b L_u \Delta z' + \epsilon \sigma T^4 \Delta z' \quad (4-4)$$

となる。ここで、 $\Delta z' = -\Delta z$ である。式(4-4)の両辺を Δz で割ると、

$$\Delta L_d / \Delta z = (a+b) L_d - b L_u - \epsilon \sigma T^4 \quad (4-5)$$

となる。差分式(4-5)を、微分式にすると、次式(4-6)となる。

$$dL_d / dz = (a+b) L_d - b L_u - \epsilon \sigma T^4 \quad (4-6)$$

一方、厚さ Δz の空気層の温度変化について、差分式は、

$$c_p \rho \Delta T / \Delta t = \Delta H / \Delta z - \Delta R_N / \Delta z \quad (4-7)$$

となる。差分式(4-7)を、微分式にすると、次式(4-8)となる。

$$c_p \rho \partial T / \partial t = \partial H / \partial z - \partial R_N / \partial z \quad (4-8)$$

顕熱フラックスの式(4-9)、純放射フラックスの式(4-10)、

$$H = c_p \rho K_H \partial T / \partial z \quad (4-9)$$

$$R_N = L_u - L_d \quad (4-10)$$

を、式(4-8)に代入すると、次式(4-11)となる。

$$c_p \rho \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(c_p \rho K_H \frac{\partial T}{\partial z} \right) - \left(\frac{\partial L_u}{\partial z} - \frac{\partial L_d}{\partial z} \right) \quad (4-11)$$

ここで定常状態を仮定すると、 $\partial / \partial t = 0$ であるから、式(4-11)は、

$$c_p \rho K_H dT / dz = L_u - L_d + c \quad (4-12)$$

となる。ここで、 c は積分定数である。

拡散係数 K_H は、高さの関数として定めなければならない。夜間は大気が安定状態となるので、このような場合に適当とされる次式(4-13)を、 K_H の関数形として採用する。

$$K_H = k U_* z (1 - P_1 Ri) + P_2 \quad (4-13)$$

ここで、

$$Ri = (z/L) / (1 + P_1 z/L) \quad (4-14)$$

$$L = U_*^3 c_p \rho T / k g H \quad (4-15)$$

であり、 P_1 は経験的に定める安定度のパラメータ、 P_2 は分子拡散係数 (m^2/s) である。 U_* は風速のプロファイルから決定する。 Ri はリチャードソン数と呼ばれ、大気の安定度を表わす指標の一つであり、 L はモニン・オブコフ長である。

本論文の夜間熱収支モデルにおいては、潜熱フラックスは考慮しない。その理由は、1) 夜間の大気は接地気層内で水蒸気圧勾配が小さいこと、2) 水蒸気の拡散係数 K_w は、顕熱の拡散係数 K_H とほぼ等しく、特に大きな値とはならないこと、3) 実際に観測されたデータから、空気力学的方法により試算した潜熱フラックスが微少であったこと等である。

第1章から第3章の日中の熱収支では、 H は上向きが正、 R_H は下向きが正であったが、第4章と第5章の夜間の熱収支では、 H は下向きが正、 R_H は上向きが正とする。このようにする理由は、それぞれの場合における通常のフラックスの方向を正とする方が、現象を解釈しやすいからである。

ここまで述べてきた夜間大気中の熱収支モデルを用いて、夜間低温時における気温プロファイルおよび熱収支構造などを求めるためには、適当な境界条件のもとに、式(4-3)、(4-6)、(4-12)、(4-13)からなる、微分方程式系を解けばよい。ここで、微分方程式を数値計算で解くための手法を、顕熱フラックスの式を例にして説明する。

定常1次元状態における接地気層中の顕熱フラックスの式、

$$H = c_p \rho K_H \frac{dT}{dz} \quad (4-16)$$

を差分形で書くと、次式(4-17)となる。

$$H = c_p \rho K_H (\Delta T / \Delta z) \quad (4-17)$$

Fig.4-4 に示すように、単位断面積の鉛直方向にのびる空気の柱を考える。各ボックスの厚さを Δz とし、第 i 番目のボックスの諸量に添字 i を、第 j 番目のボックスの諸量に添字 j をつけると、式(4-17)は、

$$H_{ij} = c_p \rho K_{Hij} (T_i - T_j) / \Delta z \quad (4-18)$$

となり、数値計算可能な式となる。

連立微分方程式を解く手法は、ルンゲ・クッタ・ギル法を用いた。

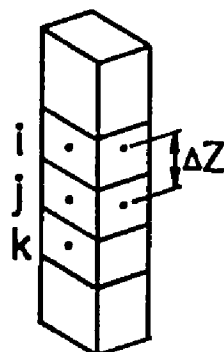


Fig.4-4 差分化の添字

2. 土壌中の熱収支モデル

土壌中の熱フラックスは、次式(4-19)で表わされる。

$$G = K_s \partial T_s / \partial z \quad (4-19)$$

ここで、 G は地中熱フラックス密度(W/m^2)で下向きを正とする。 K_s は土壌の熱伝導率($J/m \cdot s \cdot K$)、 T_s は地温(K)、 z は地表面からの深さ(m)で、地中では負となる。

一方、土壌の温度変化を求めるための連続式は、次式(4-20)である。

$$c_s \rho_s \partial T_s / \partial t = \partial G / \partial z \quad (4-20)$$

ここで、 $c_s \rho_s$ は土壌の体積熱容量 ($J/m^3 K$) である。

土壌中の温度分布や熱フラックスを求めるために、解くべき方程式系は、式(4-19)、(4-20)である。

顕熱フラックスの式(4-16)を、数値計算可能な式(4-18)に書き換えた手法と同様に、単位断面積の垂直方向にのびる土壌の柱を考える。各ボックスの厚さを Δz とし、第 i 番目のボックスの諸量に添字 i を、第 j 番目のボックスの諸量に添字 j をつけると式(4-19)は、

$$G_{ij} = K_{sij}(T_i - T_j) / \Delta z \quad (4-21)$$

となり、式(4-20)は、

$$(c_s \rho_s)_j \frac{T_{jm} - T_{jn}}{\Delta t} = \frac{G_{ij} - G_{jk}}{\Delta z} \quad (4-22)$$

と書き換えられる。

土壌中の熱輸送を支配している土壌の熱伝導率および土壌の体積熱容量は、ともに土壌水分量の関数である。土壌水分量と土壌熱伝導率の関係は、土壌構成成分の存在状況や分布様式によりかなり異なる。本論文では、モデルを検証するためもあり、野外観測を行なった圃場の土壌を100ccのコアにサンプルし、実験室内で吸引装置を用いて土壌水分量を調節しつつ、パルス法²²⁾で土壌熱伝導率を測定することにより、両者の関係を実験的に求めた。

土壌水分量と土壌の体積熱容量の関係は、次式(4-23)により表わされる。

$$c_s \rho_s = c_{vr} P_r + c_{vw} P_w \quad (4-23)$$

ここで、 c_{vr} は土壌の固相の体積熱容量 ($J/m^3 K$)、 P_r は固相率、 c_{vw} は水

の体積熱容量 ($J/m^3 K$)、 P_w は含水率である。 P_R は、野外観測を行なった圃場の土壌を高温乾燥させることにより求めた。

3. 大気中のモデルと土壌中のモデルの結合

地表面は大気中の熱収支モデルと土壌中の熱収支モデルの結合する境界面であり、土壌中の熱エネルギー、大気の熱エネルギー、大気の放射エネルギー等が相互に変化する重要な場所である。また、地表面から射出される近似的黒体放射は、夜間における気象環境決定因子のうち、最も重要なものの一つである。

地表面で大気中の熱収支モデルと土壌中の熱収支モデルを結合するためには、式(4-12)と式(4-19)を合理的に結びつけられればよい。式(4-12)の未知定数 c は、この式の物理的意味を解釈することにより、顕熱フラックスと純長波放射フラックスとの差であることがわかる。 c は、定常条件下で一定であり、大気モデルの下限においては、土壌から供給されるべき熱フラックスを表わす。なぜなら、地表面においては顕熱フラックスはほぼゼロになるため、 c は純長波放射フラックスによる損失を表わすことになるからである。そこで、式(4-12)の c を、式(4-19)の G に等しいとして、両者のモデルを結びつけることができる。

スプリンクラー等により散布された水分は、土壌水分の形で土壌中に保持される。この土壌水分の増加が、土壌の熱的性質、すなわち土壌の熱伝導率と熱容量を変化させ、土壌から大気中に供給される熱 G が変わる。この結果、大気中の気温プロファイルや熱収支構造も変化することになる。そこで、夜間冷却時における土壌水分量の違いが、どの程度耕地の微気象に影響を及ぼすかが問題となる。

第2節 夜間冷却に関する従来の研究

夜間冷却を扱う初期の研究は、数学的な解析解を求めることに主眼がおかれている。特定の条件下での地表面冷却を時間の関数として表わした Brunt²³⁾の研究は夜間冷却の研究の先駆である。Jaeger²⁴⁾は、Bruntの結果に風の効果を近似的に導入した。Groen²⁵⁾は、さらに放射量が時間的に変化する場合を考えた。一方 Panofsky²⁶⁾は、大気の冷却に放射収支が重要であることを述べた。Knighting²⁷⁾は、大気-土壌系の冷却を特定の条件下で解析的に扱った。Lake²⁸⁾は、観測結果から Raised Minimum 現象を公表し、夜間の冷却に大気の放射収支が重要であることを指摘した。初期の研究の多くは解析的に解を求めようとしているため、様々な数式的仮定をもうけている点が問題である。

1960年代における研究として、Funk²⁹⁾は接地気層内の放射フラックスの発散を観測し、これが気層の加熱や冷却に重要であることを示した。Funk³⁰⁾はさらに、接地気層内の放射フラックスの発散を理論的に計算する方法を示した。Mcvehl³¹⁾は、安定条件下での風速プロファイルなどを調べ、拡散係数やリチャードソン数について述べた。

1970年代に入ってから夜間冷却の研究は、観測技術の発達と電子計算機の進歩に負うところが大きい。Oke³²⁾は、夜間安定成層時の気温プロファイルを詳しく調べ、運動量輸送と水蒸気輸送に直接影響しない放射現象が気温プロファイルを支配していると述べた。さらにOke³³⁾は、安定条件下の接地気層内の拡散係数などの挙動について、観測結果にもとづき詳しく議論した。Zdunkowski 等³⁴⁾は、大気-土壌系の熱収支を表わす基礎方程式系を、数値的に解き、土壌の種類の違いが、大気の冷却速度や逆転層高度にどのように影響するかを調べた。

以上のような夜間冷却に関する研究の流れの中で、特に本論文に関係が深い研究のいくつかを、簡単にふりかえる。

1. Lake の研究

Lake²⁸⁾は、大気が非常に安定した時に、最低気温が地表面でなく、地上数cmの高さで観測される現象(Raised Minimum)が、しばしば起ることを示した。Fig.4-5 に Raised Minimum 状態の気温プロファイルを示す。横軸は気温(°F)、縦軸は地表面からの高さ(inches)であり、矢印は地表面温度を示す。Lake は、このようなプロファイルは対流や伝導以外の熱輸送、すなわち放射交換によって説明されるとした。

さらに、大気はその周囲と放射平衡に達するまで、放射によってエネルギーを失い、渦拡散や伝導輸送が放射による損失を補うと推論した。

Fig.4-6 に気温プロファイルの経時変化の観測例を示す。各プロファイルの観測時刻は、(a) 18:30, (b) 19:00, (c) 19:32, (d) 19:50, (e) 21:15, (f) 22:00, (g)は最低気温時である。

矢印は、それぞれの時刻の地表面温度を示す。夜間冷却が進行し、最低気温の状態に近づくにつれて、気温の低下速度が大きい高度は、しだいに高くなる。Lakeの研究から、Raised Minimum 現象の存在が明らかになった。

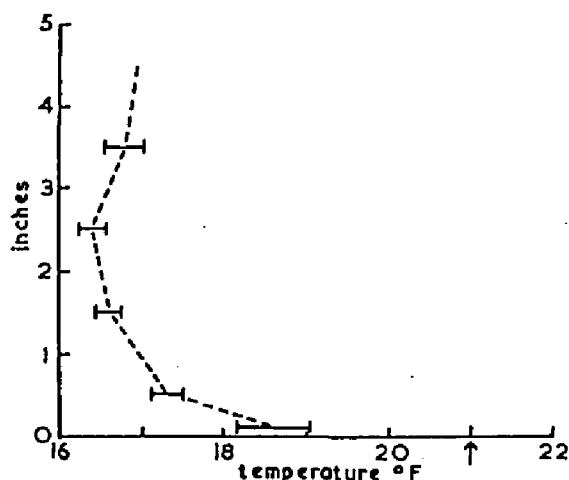


Fig.4-5 Raised Minimum 気温プロファイル

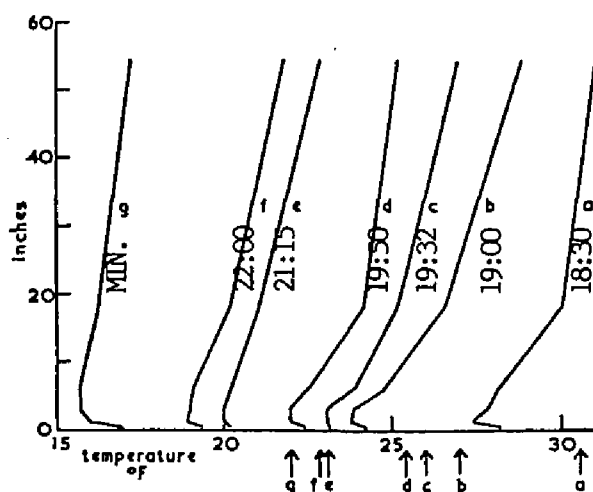


Fig.4-6 気温プロファイルの経時変化

2. Funk の研究

Funk²⁹⁾は、野外観測から放射熱交換が、地表面付近の大気層の熱収支に重要な役割を演じていることを明らかにした。放射収支から予測される放射冷却速度は、実際の気層の冷却速度より常に大きかった。彼は結論として、夜間冷却は放射によって支配されること、放射により冷却する気層は、渦による熱輸送の発散により加熱される傾向があること、観測された放射冷却速度の鉛直分布は、冷却した地表面上に1層もしくは2層以上の霧層の形成を説明することができることなどを述べた。

さらに Funk³⁰⁾は、Brooksの方法を改良し、放射フラックスの発散を理論的に求める式を導いた。彼はこの式と、実測した気温プロファイル、水蒸気圧プロファイル、地表面温度などから放射フラックスを計算し、DeaconのチャートやElsasserのチャートから計算した値と比較した。

Funkの研究から、放射の発散が夜間の熱収支にかなり影響することが確認された。

3. Oke の研究

Oke³²⁾は、夜間安定成層時の気温プロファイルを詳しく調べ、以下のような考察を述べている。

「Raised Minimum は、測器誤差や、霧もしくは植被により高められた放射表面や、冷気の移流などによって生じるのではない。大気中の水分の潜熱交換によって Raised Minimum を説明することはできるが、いかにしてこのような水蒸気の分布が生じるかは説明できないし、どのようにして連続的に維持されるかも明らかでない。さらにこのようなプロセスは、接地気層内の大きな水蒸気圧勾配を必要とするが、これは観測事実に反する。そこで一般に、潜熱が大気層に連続的に影響することはないと考えられる。強い安定状態で、風速と水蒸気のプロファイルはわずかな勾配しかもたないが、気温のプロファイルには大きな勾配がある。このことは気温プロファイルが、風速と水蒸気に直接影響しない放射現象により、支配されていることを示している。」

さらにOke³³⁾は、安定状態下での接地気層内の拡散係数やリチャードソン数を実験的に調べ、次のような結論を述べている。

「接地気層では、非常に安定した状態で、運動量の拡散係数 K_M 、熱の拡散係数 K_H 、水蒸気の拡散係数 K_W はともにほぼ等しい。臨界リチャードソン数は約0.1であり、この値を越えると大気は十分乱流であるとは言えなくなる。」

Okeの研究から、気温プロファイルの形成に放射収支が重要であることが、より一層明確になった。

4. Zdunkowski 等の研究

Zdunkowski等³⁴⁾は、風の弱い夜間の気温・地温プロファイルを、様々な土壌タイプ別に、大気境界層全域について計算した。解析は運動方程式、熱輸送方程式、放射輸送方程式からなる系の数値解によって行なわれ、土壌の熱的特性の違いが、大気の冷却速度におよぼす効果などが調べられた。

Table 4-1 に彼等が計算に用いた、代表的な土壌タイプの熱的特性を示す。Zdunkowski等は、結果を以下のように述べている。

「最大の冷却は、やや低い熱伝導率と小さい熱容量をもつ石英砂上で起きた。Fig.4-7 に石英砂の場合の気温・地温プロファイルの経時変化を示す。百葉箱高さ(1.5m)の

Table 4-1 土壌の熱的特性

Soil type	ρ_s (gm cm^{-3})	C_s [cal gm^{-1} ($^{\circ}\text{C}^{-1}$)]	K_s ($\text{cm}^2 \text{sec}^{-1}$)
Rocky soil	2.60	0.20	0.0210
Quartz sand	1.65	0.19	0.0020
Sandy clay (15% moisture)	1.78	0.33	0.0037
Humus	1.30	0.44	0.0050

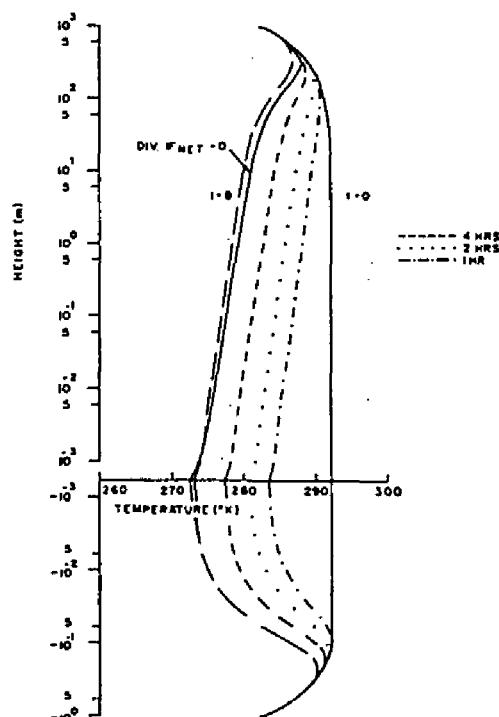


Fig.4-7 石英砂での温度プロファイル

気温変化は、下に広がる土壌の影響をかなり強く受けており、明け方には地表面冷却の約70%にもなっている。砂質土が霜をひきおこし、果樹や作物を危険にさらすのに比べ、壤土やレキ土では被害をまぬがれるであろう。

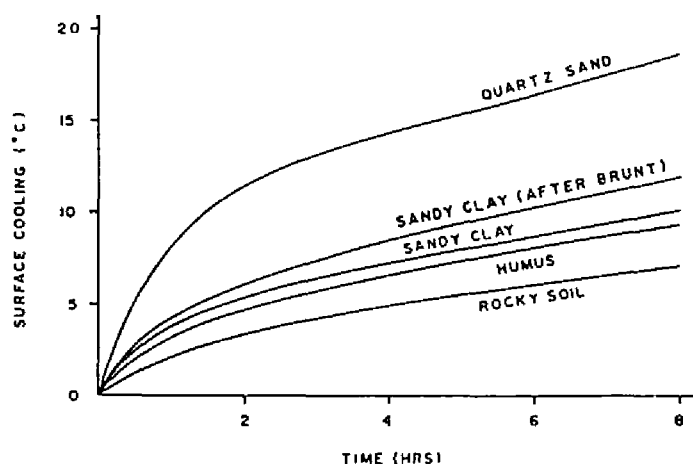


Fig.4-8 に土壌タイプ別の地表面冷却を示した。砂質粘土の場合に

Fig.4-8 土壌タイプ別の地表面冷却

ついて、Brunt の式を用いて計算された地表面冷却は、8時間経過後に2℃ほど過大評価されている。これはBrunt が、地表面からの放射損失は土壌中からの伝導熱だけでまかなわれると仮定したことによる。」

Zdunkowski等の研究により、土壌の熱的性質が微気象環境にかなり影響をおよぼすことが明らかになった。また彼等が用いた数値的な解析方法についても、いろいろと学ぶところが多い。しかしながら計算された気温プロフィールに、Raised Minimum が現われないことが観測事実と一致せず、問題であると考ええる。

以上の研究より、大気中の長波放射収支が気層の冷却で重要であること、土壌の種類の違いが気層の冷却に影響を及ぼすことなどが明らかになった。しかしながら、一般的な気象要素と関係の密接な土壌水分量の多少や風速の強弱が、夜間冷却時の温度プロフィールや熱収支構造に与える効果については明らかになっていない。そこで本論文では、この問題点に着目し、野外観測とシミュレーションにもとづき検討・考察を行なった。

第5章 冬期低温時、土壤水分と 風速が裸地の微気象に 与える効果³⁵⁾

第5章では、冬期低温時、土壤水分量の違いが裸地の微気象にどのように影響するかについて検討する。そのため、Raised Minimum 現象をうまく再現し、大気と土壤の熱的相互作用を表わすモデルを組み立て、このモデルを使って様々な条件下での諸物理量間の相互作用を調べる。冬期夜間のように大気が安定した状況では、土壤の熱的特性が微気象環境、とくに温度環境に与える影響がより明らかになると考えられる。土壤水分を調節することにより温度環境が改良されるなら、霜害問題の解決のための新たな技術として、用いることができる。

第1節 夜間低温時の大気－土壤 熱収支モデル

夜間熱収支を計算するためのモデルの誘導については、すでに第4章で述べた。そこで、本節では最終的にシミュレーションに用いた方程式系をまとめて示すのみにとどめる。

1. 接地大気中のモデル

接地大気中の温度プロファイルなどを計算するための方程式系は、次に示す式(5-1)、(5-2)、(5-3)、(5-4)とする。

$$c_p \rho K_H dT/dz = L_u - L_a + c \quad (5-1)$$

$$dL_u/dz = -(a+b)L_u + bL_a + \epsilon \sigma T^4 \quad (5-2)$$

$$dL_d/dz = (a+b) L_d - b L_u - \epsilon \sigma T^4 \quad (5-3)$$

$$K_H = k U_* z (1 - P_1 Ri) + P_2 \quad (5-4)$$

ここで、

$$Ri = (z/L) / (1 + P_1 z/L) \quad (5-5)$$

$$L = U_*^3 c_p \rho T / k g H \quad (5-6)$$

であり、 L_u は上向き長波放射フラックス密度(W/m^2)、 L_d は下向き長波放射フラックス密度(W/m^2)、 a は空気の単位長さあたりの吸収率(m^{-1})、 b は空気の単位長さあたりの反射率(m^{-1})、 ϵ は空気の単位長さあたりの射出率(m^{-1})、 σ はステファン-ボルツマン定数で $5.6703 \times 10^{-8} (W/m^2 K^4)$ 、 T は気温(K)、 $c_p \rho$ は空気の体積熱容量($J/m^3 K$)、 c は定数、 H は顕熱フラックス密度(W/m^2)、 K_H は顕熱の拡散係数(m^2/s)、 k はカルマン定数で0.4、 U_* は摩擦速度(m/s)、 P_1 は経験的に定める安定度のパラメータ、 P_2 は分子拡散係数(m/s)、 Ri はリチャードソン数、 L はモニン・オブコフ長、 g は重力加速度(m/s^2)、 t は時間(s)、 z は高さ方向の距離(m)である。

上記の系に関する仮定および前提は、

1) 定常状態を仮定している。すなわち放射フラックスの発散はすみやかに顕熱フラックスの発散をもって補われると仮定した。

2) 観測した水蒸気圧プロファイルなどを検討した結果、潜熱フラックスの項は省いた。

3) a 、 b 、 ϵ は一定であると仮定する。磯部²¹⁾にもとづき、 $a = \epsilon = 0.0005$ 、 $b = 0$ とした。

4) 未知定数 c は上限境界温度などから決められる。 c は顕熱フラックスと純長波放射フラックスとの差であり、定常仮定下でこれは一定で、大気-土壌境界、すなわち地表面における熱フラックスを表わす。

5) U_a は風速から決められる。

6) P_1 の値は7とする。(Mcvehi¹³¹⁾)

7) H は下向きを正、 R_n (純放射フラックス)は上向きを正とする。 R_n の実測値が境界条件として与えられる。

8) このモデルでの上限境界は高さ6mの実測気温を用い、観測によって得られた他の高さの気温はモデルの検証のために用いた。

2. 土壌中のモデル

土壌中の熱収支を記述する方程式系は式(5-7)、(5-8)とする。

$$G = K_s \partial T_s / \partial z \quad (5-7)$$

$$c_s \rho_s \partial T_s / \partial t = \partial G / \partial z \quad (5-8)$$

ここで、 G は地中熱フラックス密度(W/m^2)で下向きを正とする。 K_s は土壌の熱伝導率($J/m \cdot s \cdot K$)、 T_s は地温(K)、 z は地表面からの深さ(m)で、地中では負となる。 $c_s \rho_s$ は土壌の体積熱容量($J/m^3 \cdot K$)である。

ここで扱うモデルでは、土壌中の水分についてその移動は考えず、分布のみを既知の条件として与える。これらの含水量から、現地土壌を実験室に持ち帰って求めた含水量－熱伝導率曲線、含水量－体積熱容量直線にもとづき K_s 、 $c_s \rho_s$ の値が求められ計算に使われた。モデルを検証するための計算では、現地での観察により土壌は地表面と下限境界間で2層に分かれるとし(0～10cm、10～20cm)、モデルの各層にサンプリングにより求められた含水量を与えた。このモデルでの下限境界は深さ20cmの実測地温を用いた。地表面での G を c に等しいとして、式(5-1)から(5-4)までと式(5-7)、(5-8)を結びつけた。

第2節 夜間観測

夜間観測を次の目的のために行なった。

- 1) 成層安定時のモデルを構成するさいのパラメータを決める。
- 2) モデルの検証を行なうための実測データを得る。
- 3) モデルをシミュレートするさいの境界条件、初期条件を得る。

1. 観測方法

観測は京都市左京区北白川、京都大学京都農場内の気象観測露場で行なった。露場は、東西125m、南北170mの平坦な水田用地および畑地によって囲まれており、そのほぼ中央に位置している。東から西に向けてわずかに傾斜しているが無視する程度と考えられ、むしろ農地の周囲に散在する建物が接地大気の物理的構造におよぼす影響が若干あるように思われた。Fig.5-1に観測地周辺の平面図を示す。観測では以下の気象要素を測定した。

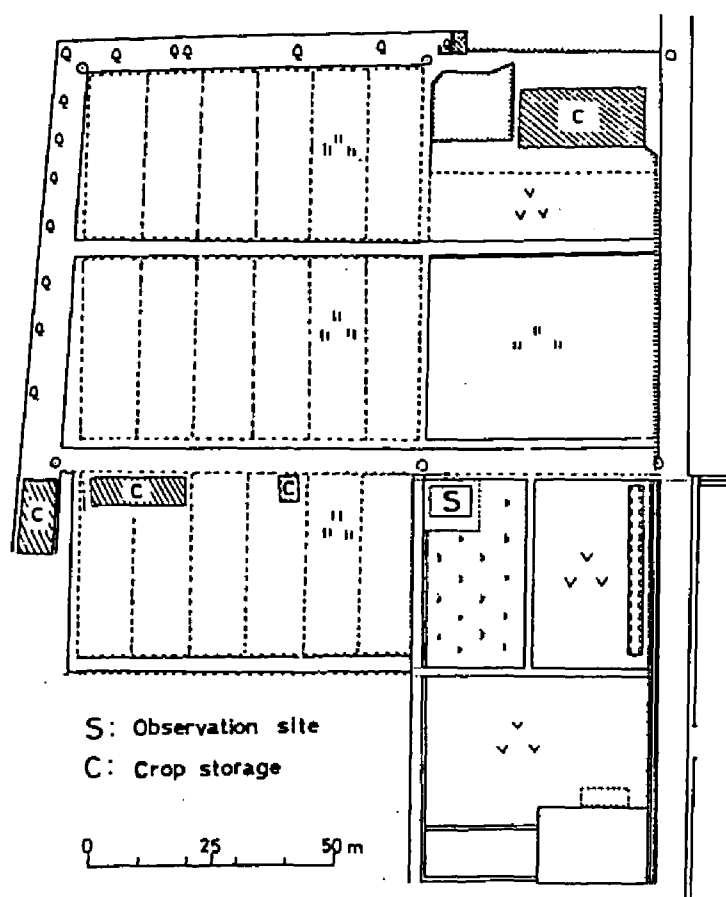


Fig.5-1 観測地周辺の概況

1) 乾湿計による高さ50cmと6mの気温と湿度、2) 熱電対温度計(0.5mmφ銅-コンスタンタン)による高さ 1、3、5、10、20、30、50、100cmの気温、および深さ 0、1、3、5、10、15、20cmの地温、3) 三杯式風速計による高さ45cm と3mの風速、4) 熱流板による深さ2cm の地中熱流、5) 通風型純放射計による高さ1mの純放射量、6) サンプリングによる深さ 0~5、10~15、20~25cmの土壤水分である。また土壤の含水量-熱伝導率曲線を、吸引装置を用いてパルス法(三野ら²²⁾)により求めた。

2. 観測結果

観測結果の中からよく冷却した 3月18日~19日の例について次に検討を加える。

Fig.5-2(a)にいくつかの高さの気温の経時変化を示す。22時から 0時までは高さ6mではゆるやかに冷却しているが、地表面近くになるとほとんど冷却していない。このため両者間の温度差は 0時頃きわめて小さくなった。その後すべての高さで気温が低下し、日の出前の 6時頃高さ5cm において最低気温を観測している。注目すべきは高さ6mの気温と地表面温度が常にほぼ等しく、3時以降においては地表面温度の方が高くなっている。この事実からだけでも地表面のみが夜間冷却のシンクではないことがわかる。水蒸気圧が高さ50cmと6mで測られ、両高度間の差は高々1mb であり、両高度の水蒸気圧はともに観測時間内でさほど変動していないことがわかった。この観測結果より潜熱フラックスは無視しうると考えた。

Fig.5-2(b)に地温の経時変化を示す。1時30分頃までは低下傾向はゆるやかで同様であるが、その後とくに地表面付近で低下が速くなり、0時から3時の間が最も地温の冷却速度が大きくなる経時変化を示した。高さ1mで測られた純放射量(上向きを正)は、時間とともに波打ちながら増加した。実測された地中熱流量は、熱流板上の土壤がその周囲よりも乾燥するため、かなり小さい値を示した。

Fig.5-3 に2高度の気温差と2高度の風速比の関係を示す。 T_5 は高さ5

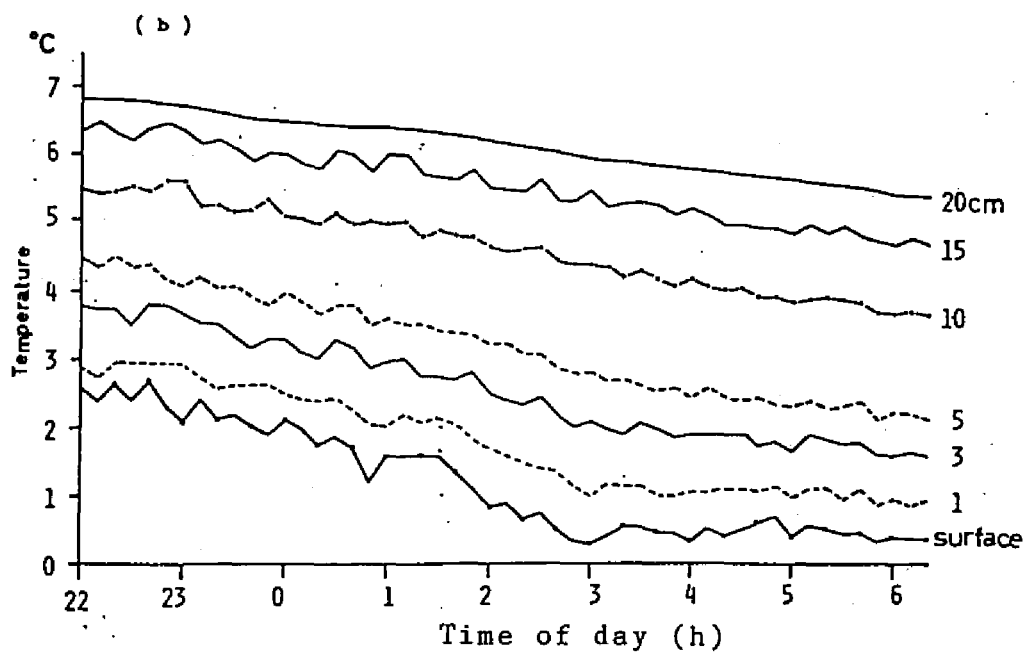
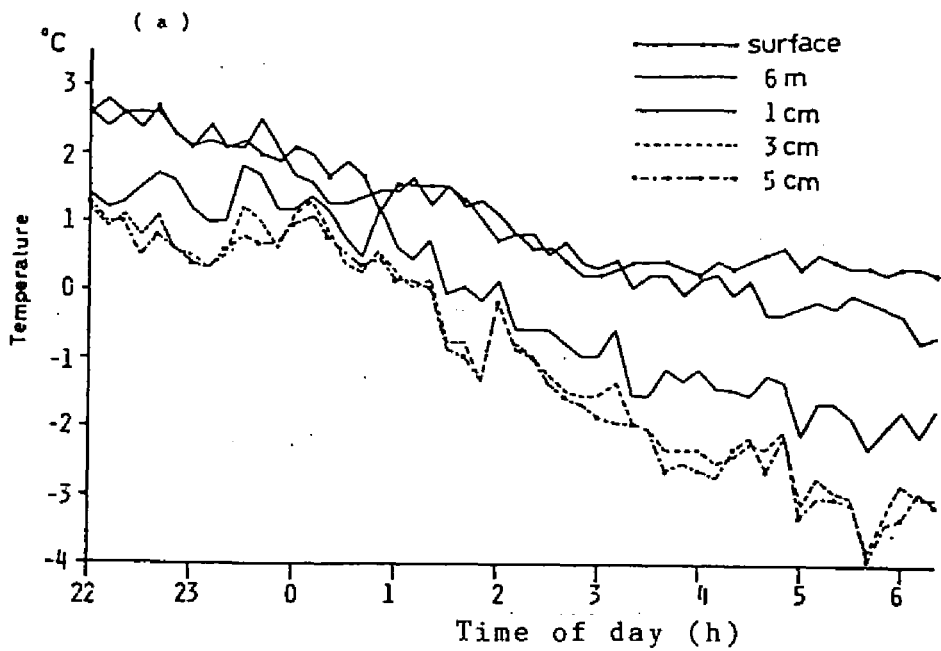


Fig.5-2 夜間冷却時における温度の経時変化の観測値
(a) 気温、(b) 地温.

cmの気温、 T_{600} は高さ6mの気温、 U_{300} は高さ3mの風速、 U_{45} は高さ45cmの風速である。2高度の気温差が大きいほど、即ち大気が安定になるほど、2高度の風速の比が大きくなった。また風速が弱いほど、2高度の風速比は大きくなった。

土壌について、第一層(0~10cm)、第二層(10~20cm)の含水量-熱伝導率曲線を Fig.5-4 に示す。第一層は第二層より同一含水量において熱伝導率が低い、これは土壌構造の違いなどにもとづくと考えられる。

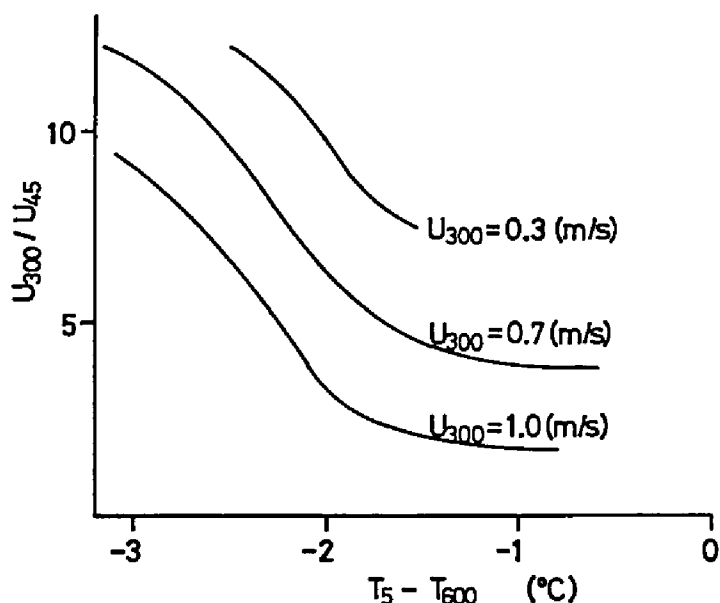


Fig.5-3 2高度の気温差と2高度の風速比の関係

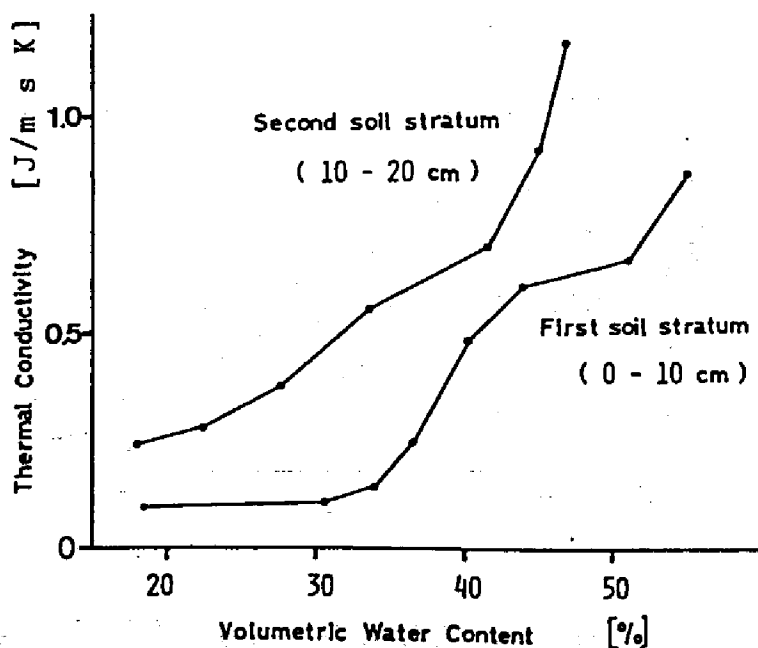


Fig.5-4 土壌含水量と土壌の熱伝導率の関係

第3節 モデルの検証

モデルの検証は、夜間の気温低下が大きかった1980年3月11～12日と3月18～19日のデータを用いて行なった。第4節のシミュレーションをも含めて、すべての計算において地上6mの気温と地下20cmの地温を境界条件として用いた。

これらの夜は、高さ3mの風速が1m/sを越えることはほとんどなく、高さ45cmの風速はさらに弱く、とくに4時以降では非常に弱くなっており、非常に静穏な夜であった。

一方、土壌がサンプリングされ土壌水分量が測定された。第一層(深さ0～10cm)の平均体積含水率は39%、第二層(深さ10～20cm)では32%であった。これらの体積含水率が冬期、当地において典型的であることが、別途テンシオメータ

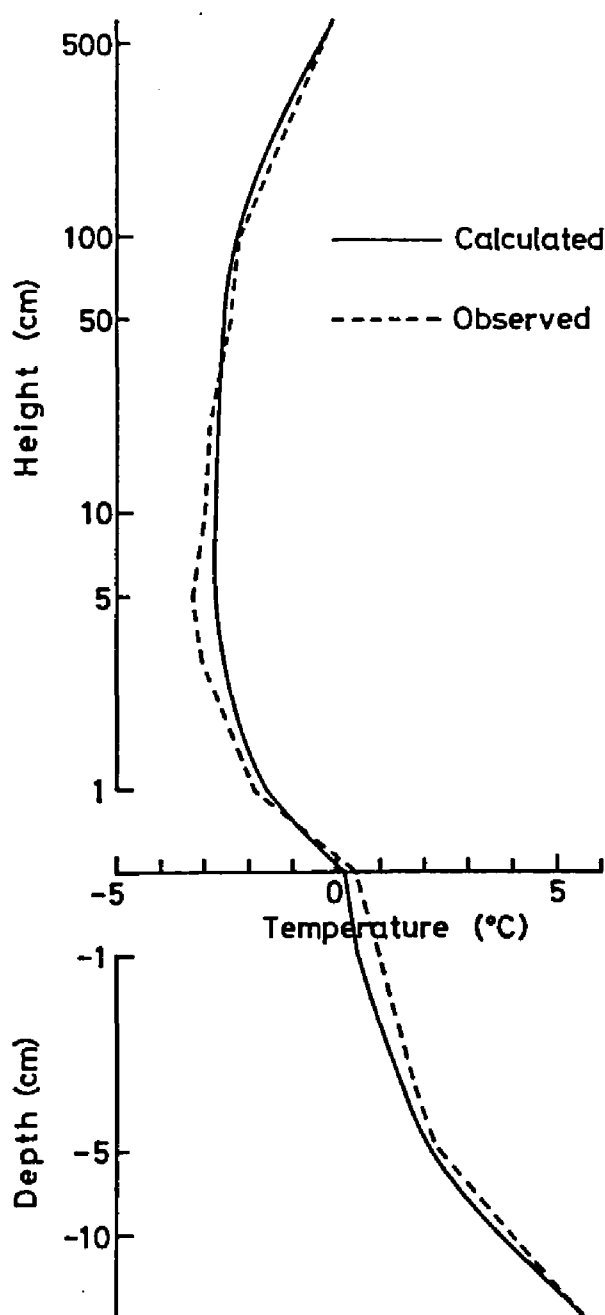


Fig.5-5 温度プロファイルの計算値と実測値
(3月19日、5:30)

によって測られた土壌水分量変化から確かめられた。

以上の実測風速と土壌水分量を用いてモデルを検証した。検証の指標は温度とした。

Fig.5-5 に温度プロファイルの計算値と実測値の例(3月19日、5:30)を示す。Raised Minimum 現象をモデルがうまく再現しており、計算値は実測値とほぼ一致している。

Fig.5-6 に気温と地温の経時変化の計算値と実測値を示す。Fig.5-6(a)に高さ1mの気温を、Fig.5-6 (b)に高さ1cmの気温を、Fig.5-6(c)に深さ5cmの地温の経時変化を示す。Fig.5-6によりモデルが実際の現象を経時的にも、かなりよく再現していることが確かめられた。

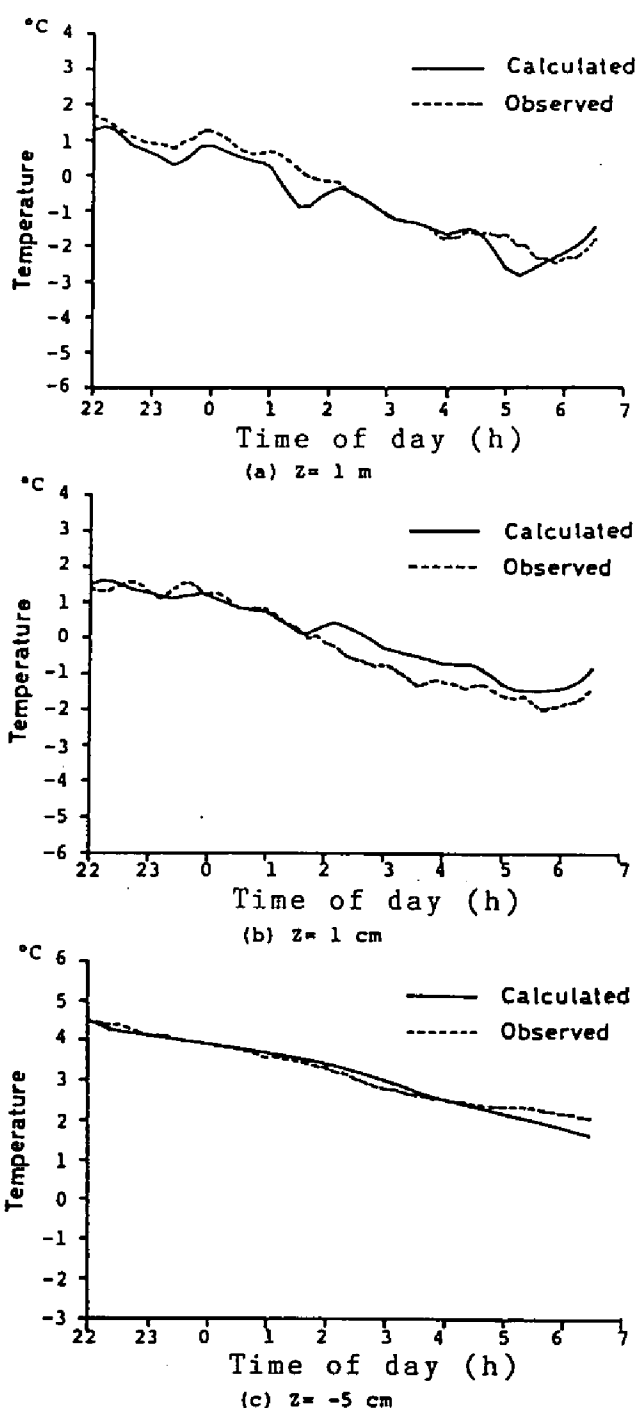


Fig.5-6 モデル計算値と実測値の経時変化
(a)高さ1mの気温、(b)高さ1cmの気温、
(c)深さ5cmの地温。

第4節 実測条件下でのシミュレーション

本節では、実測された初期条件、境界条件の下でシミュレーションを行ない、土壌水分と風速が夜間冷却に与える効果を調べた結果について述べる。初期条件としては、実測した気温と地温のプロファイルが与えられ、境界条件としては、上限気温、下限地温および純放射が与えられた。

可変条件として第一層と第二層の土壌水分量を考える。現地での経時的な観測値をもとに、代表的な場合として次の3種類の土壌水分量を仮定した。

- 1) 乾燥土壌： 第一層18%、第二層19%
- 2) 中間土壌： 第一層39%、第二層32%
- 3) 湿潤土壌： 第一層50%、第二層40%

もう一つの可変条件として高さ3mの風速(U_3)を考える(以下単に風速と言えはこの風速をさす)。風速は次の3種類の場合を仮定した。

- 1) 弱い風：0.3 m/s、 2) 中間の風：1.0 m/s、 3) 強い風：5.0 m/s

1. 土壌の乾湿が温度環境に及ぼす影響

(1) 土壌の乾湿と気温

風速が0.3m/s(弱い風)の場合に土壌の乾湿が気温にどれ位影響するかを見るために、3種類の土壌水分についてシミュレーションを行なった。Fig. 5-7(a)にその一例として、風速が0.3m/sの場合の高さ5cmの気温の低下を経時的に示した。この高さでは土壌の乾湿により最大約5℃の気温差を示し、土壌の熱的性質が大きく影響することがわかる。同様に風速が1.0m/s(中間)、5.0m/s(強い風)の場合についても3種類の土壌水分についてシミュレートし、土壌の乾湿により生じる気温差を調べた。この結果をまとめたものをFig. 5-7(b)に示す。横軸は高さ、縦軸 ΔT_a は土壌が乾燥している場合と湿っている場合とで気温差が最大になる時の値である。風速1.0m/sでは明らかにいずれの高さにおいても土壌の熱的特性(乾湿)の影響は減少しているが、

少なくとも高さ5cmで約2.4℃、20cmで1.7℃、1mで1.2℃の差が認められる。風速が5.0m/sと強くなると、いずれの高さの気温も土壌の乾湿の影響を受けにくくなり、とくに高さ20cm以上ではほとんどその影響は認められない。

(2) 土壌の乾湿と地温
最初に風速が0.3m/s(弱い風)の場合に土壌の乾湿が地温にどの程度影響するかを調べた。その結果を Fig.5-7(c)に示す。横軸は深さ、縦軸 ΔT_g は土壌が乾いている場合と湿っている場合とで、地温差が最大になる時の値である。地表面では土壌の乾湿により最大9.5℃の地温差を示し、土壌の熱的性質が地表面温度に及ぼす影響が大きいことを表わしている。深さ5cmでは地表面に比べ約半分の5℃近

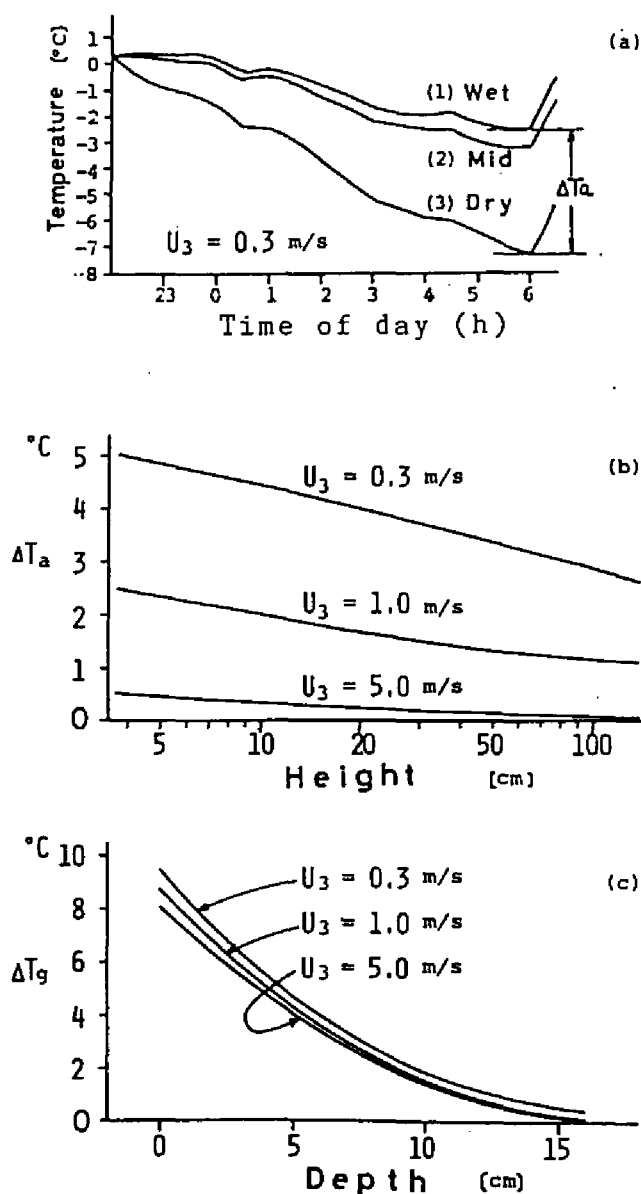


Fig.5-7 土壌の乾湿が温度に及ぼす影響

(a) ΔT_a の説明

(b) 土壌の乾湿による気温差

(c) 土壌の乾湿による地温差

い差を示すが、15cmの深さとなるとその差は最大1℃以内となる。ただし、これは深さ20cmを地温境界としているため、その振れ幅が自然状態と比べ制限されている影響を含んでいる。同様に風速が1.0m/s、5.0m/sの場合について乾湿による地温差を調べた。風速1.0m/sの場合でも、地表面温度は乾湿の影響をはっきり受けており、深さ5cmではその影響は地表面の半分、深さ15cmでは乾湿による差はほとんどなくなる。風速が5.0m/sの場合も風速1.0m/sの場合とほぼ同様のことが言える。

2. 風速の強弱が温度環境に及ぼす影響

(1) 風速の強弱と気温

乾燥した土壌上と湿潤な土壌上でそれぞれ風速によって気温差がどれだけ現われるかを調べた。

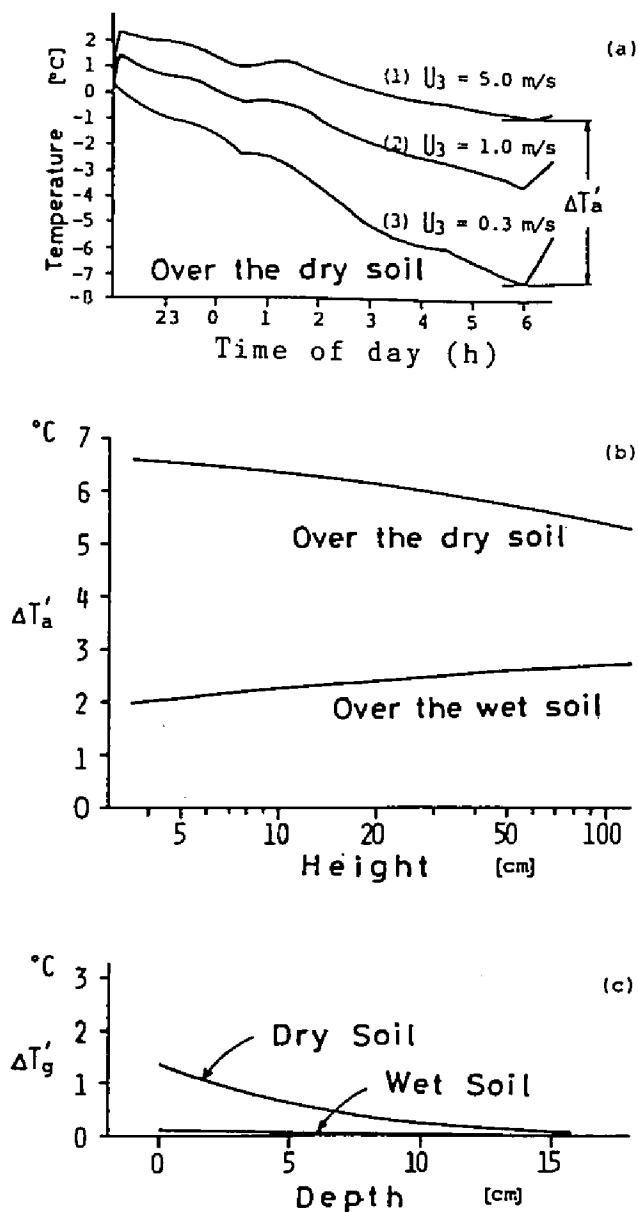


Fig.5-8 風速の強弱が温度に及ぼす影響

(a) $\Delta T_a'$ の説明

(b) 風速の強弱による気温差

(c) 風速の強弱による地温差

Fig.5-8(a)に計算結果の例として乾燥土壌面上高さ5cmの気温の低下を経時的に示した。Fig.5-8 (b)はその最大値をまとめたもので、横軸は高さ、縦軸は $\Delta T_a'$ である。 $\Delta T_a'$ は風速が強い場合(5.0m/s)と弱い場合(0.3m/s)とで気温差が最大になる時の値である。乾燥土壌面上高さ5cmでは風速0.3m/sと5.0m/sとで最大6.5℃の気温差が生じ、高さ20cmでは6.2℃、高さ1mでは5.4℃の差が現われた。これに対して湿潤土壌上では高さ5cmで2.1℃、高さ20cmで2.4℃、高さ1mで2.7℃の差が生じた。

(2) 風速の強弱と地温

乾燥した土壌と湿潤な土壌で、それぞれ風速によってどれ位の地温差が現われるかを調べた。その結果をFig.5-8(c)に示す。横軸は深さ、縦軸 $\Delta T_g'$ は風速が強い場合と弱い場合とで地温差が最大になる時の値である。乾燥土壌では地表面温度は強い風(5.0m/s)と弱い風(0.3m/s)とで最大1.3℃の差が生じた。深さ5cmではこれが0.6℃となり、深さ15cmではほぼゼロになった。湿潤土壌では各深さとも、風速の違いによって地温はほとんど影響を受けないことがわかった。

3. 熱収支構造の変化

(1) 土壌の乾湿が熱収支構造に及ぼす影響

風速が0.3m/s(弱い風)の場合と5.0m/s(強い風)の場合について、土壌の乾湿によって地表面近くの熱収支各項の配分割合がどのように変わるかを見るために、高さ6mにおける純放射(R_{Ne})と地表面における地中からの熱流(G_s)をFig.5-9(a), (b)に示す。

R_{Ne} と G_s の差は、6mの高さで下向きに流れ込んでいる顕熱フラックス(H_e)であり、地表面に達するまでに放射フラックスの発散として消費(変換)される。ここで注意すべきことは、乾燥状態の方が R_{Ne} に対する G_s の割合がより小さいことである。その結果両者の差である H_e の割合が増える。この現象は風が強い場合により明らかになる。熱収支各項比の変化は R_{Ne} を10とすると、風が弱い場合(0.3m/s)、湿潤時には $R_{Ne}:H_e:G_s \approx 10:4:6$ であったが、乾

燥時には $R_{N6}:H_6:G_s \approx 10:5:5$ となった。
 一方、風が強い場合
 (5.0m/s)、湿潤時に
 は $R_{N6}:H_6:G_s \approx 10:4:6$ であつたが、乾燥
 時には $R_{N6}:H_6:G_s \approx 10:6:4$ となった。

(2) 風の強弱が熱収支構造に及ぼす影響

風の強弱によって
 地表面近くの熱収支
 構造がどのように変
 わるかを見るために
 土壌が乾燥した場合
 と湿潤な場合につい
 て高さ6mの純放射
 (R_{N6})と地表面にお
 ける地中からの熱流
 (G_s)を計算結果より
 調べた。いずれの土
 壌状態でも、風が強
 まると、土壌が乾燥

するのと同様の効果をもたらすが、その量はさほど大きくない。熱収支各項比の変化は R_{N6} を10とすると、乾燥土壌の場合、弱風時(0.3m/s)には $R_{N6}:H_6:G_s \approx 10:5:5$ であつたが、強風時(5.0m/s)には $R_{N6}:H_6:G_s \approx 10:6:4$ となった。湿潤土壌の場合、風の強弱による熱収支各項比の変化はほとんどなかった。

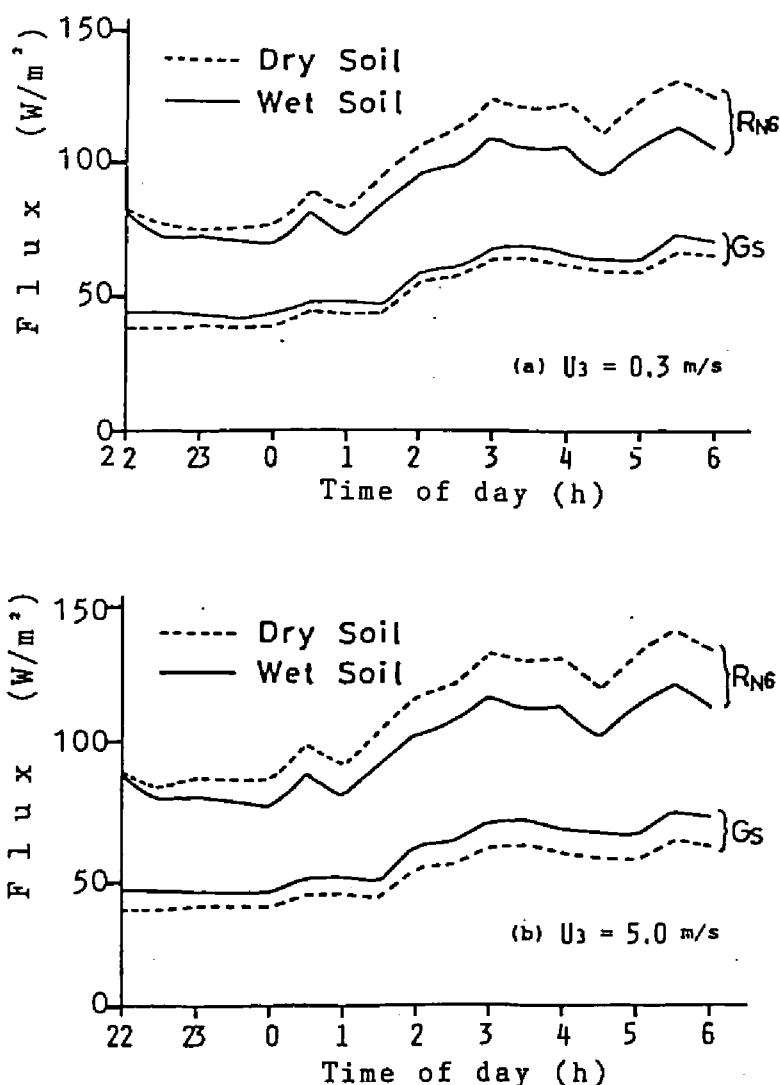


Fig.5-9 土壌の乾湿が熱収支構造に及ぼす影響
 (a)弱風時(0.3m/s) (b)強風時(5.0m/s)

第5節 一般化した条件下での シミュレーション

土壌水分と風速が夜間冷却に与える効果を一般化するために、すでに構築した夜間冷却シミュレーションモデルを、より整理された初期条件、境界条件の下でシミュレートした。計算結果は、地表面の熱収支および地表面温度について整理した。

初期条件として、気温地温をすべて 0°C とした。境界条件として、地上6mの上限気温および地下20cmの下限地温を 0°C 、地表面での純放射を $70\text{W}/\text{m}^2$ とする。可変条件は、土壌水分量(土壌の熱的性質)と風速(高度3m)である。

土壌水分量は3段階とし、熱伝導率および熱容量は Hillel³⁶⁾と八幡³⁷⁾を参考にして決めた。乾燥土壌は熱伝導率 $0.1\text{W}/\text{m}^{\circ}\text{C}$ 、体積熱容量 $1.3 \times 10^6 \text{J}/\text{m}^3\text{C}$ 、中間土壌は熱伝導率 $0.8\text{W}/\text{m}^{\circ}\text{C}$ 、体積熱容量 $2.0 \times 10^6 \text{J}/\text{m}^3\text{C}$ 、湿潤土壌は熱伝導率 $2.0\text{W}/\text{m}^{\circ}\text{C}$ 、体積熱容量 $3.0 \times 10^6 \text{J}/\text{m}^3\text{C}$ とした。

風速は $0.3\text{m}/\text{s}$ (弱い風)から、 $5\text{m}/\text{s}$ (強い風)の範囲で変化させて、計算を繰り返した。

可変条件の組み合わせをいろいろ変えて、それぞれの条件下で夜間冷却モデルを6時間シミュレートした。

1. 地表面の熱収支構造

Fig.5-10 に土壌の乾湿と風速が、地表面の熱収支構造に与える効果を示す。図の横軸は風速(m/s)である。図の縦軸は地表面での顕熱エネルギー密度 $\Sigma H (\text{J}/\text{m}^2)$ と地中熱エネルギー密度 $\Sigma G (\text{J}/\text{m}^2)$ の割合である。 ΣH と ΣG は、顕熱フラックス密度 H および地中熱フラックス密度 G を、冷却開始から終了までの6時間について総計したものであり、単位面積あたりのエネルギーである。すなわち縦軸は、放射冷却による地表面からのエネルギー損失の内、大気から供給された分と、土壌から供給された分の割合を示す。図の左

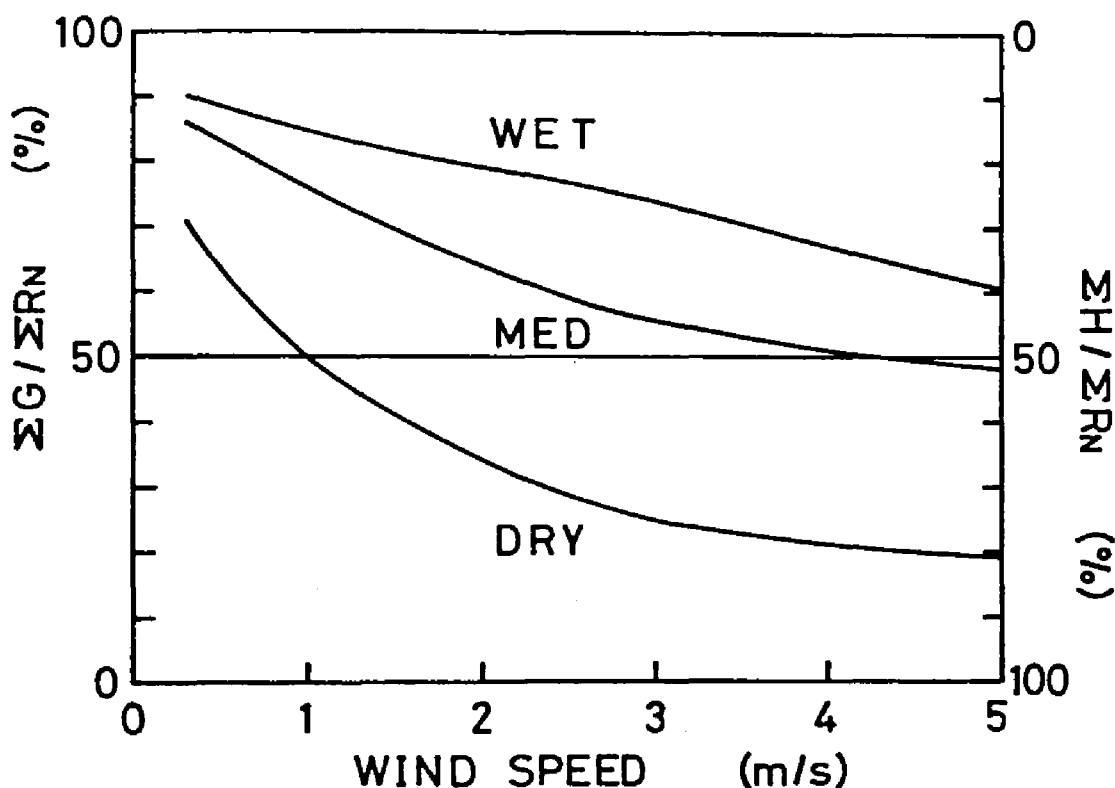


Fig.5-10 土壌の乾湿と風速が、地表面の熱収支構造に与える効果

端の縦軸に $\Sigma G / \Sigma R_N$ を、図の右端の縦軸に $\Sigma H / \Sigma R_N$ を示した。ここで ΣR_N は、純放射フラックス密度 R_N を、冷却開始から終了まで総計したものである。Fig.5-10 から次のようなことがわかる。

いずれの土壌水分量でも、風速が弱いほど地中からの熱の割合が大きくなり、風速とともに大気からの熱の割合が増加する。風速に対する ΣH と ΣG の割合の変化は、乾燥土壌ほど大きい。土壌の乾湿による ΣH と ΣG の割合の違いは、風速 3 m/s 前後で最も大きくなる。

乾燥土壌で ΣG の割合は、風速が 0.3 m/s の時 71% であるが、風速 1 m/s で

49%に減少し、大気から供給される熱と地中から供給される熱がほぼ等しくなる。さらに、風速2.5m/sで28%、風速5m/sで19%になる。

中間土壌で ΣG の割合は、風速が0.3m/sの時86%であるが、風速の増加とともに減少し、風速5m/sで48%となり、大気から供給される熱と地中から供給される熱がほぼ等しくなる。

湿潤土壌で ΣG の割合は、風速が0.3m/sの時90%である。風速の増加とともに ΣG の割合は減少するが、その勾配は他の土壌水分量に比べてゆるやかであり、風速5m/sでも60%である。

以上をまとめると、次のようになる。大気から供給される熱と地中から供給される熱の比率について、風速が弱いほど、また土壌が湿潤なほど地中からの熱の割合が大きいことが明らかになった。大気から供給される熱と地中から供給される熱が等しくなるのは、乾燥土壌では比較的弱い風1m/sの時であるのに対し、中間土壌では強い風5m/sの時であり、湿潤土壌では強い風5m/sでも地中からの熱の割合が大きいことが明らかになった。

2. 地表面温度

Fig.5-11 に土壌の乾湿と風速が地表面温度に与える効果を示す。図の横軸は風速(m/s)、縦軸は冷却開始から6時間後の地表面温度 $T_s(^{\circ}\text{C})$ である。

いずれの土壌水分量でも、風速が弱いほど地表面温度 T_s は低くなる。 T_s の低下は、乾燥土壌ほど大きい。土壌の乾湿による T_s の違いは、風速が弱いほど大きい。

乾燥土壌で T_s は、風速0.3m/sの時に約 -23°C となり、きわめて強い冷却を示す。風速の増加とともに T_s は上昇し、風速1m/sで約 -15°C 、風速2.5m/sで約 -8°C 、風速5m/sで約 -6°C となる。

中間土壌で T_s は、風速0.3m/sの時に約 -8°C となり乾燥土壌とはきわだった差を示すが、風速5m/sでは約 -4°C となり乾燥土壌と約 2°C しか差がない。

湿潤土壌で T_s は、風速0.3m/sで約 -4°C であるが、風速が増加しても T_s は大きく変化せず、風速5m/sでも約 -3°C と 1°C しか変わらない。

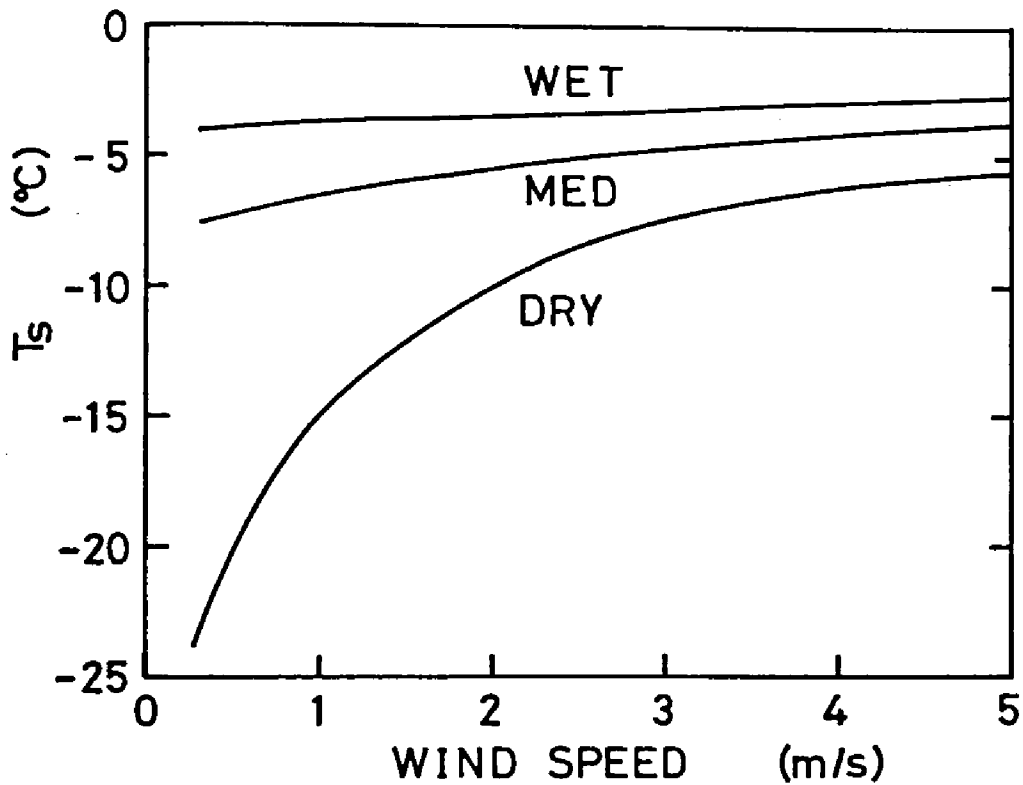


Fig.5-11 土壤の乾湿と風速が地表面温度に与える効果

以上をまとめると、次のようになる。 T_s は風速が弱いほど、また土壤が乾燥しているほど低くなる。風速の強弱による T_s の違いは、湿潤土壤では 1°C しかないが、乾燥土壤では 17°C もあることが明らかになった。また、土壤の乾湿による T_s の違いは、風速の強い時には 3°C しかないが、風速が弱い状態では 19°C にもなることが明らかになった。

第6節 章のまとめ

夜間冷却現象を表現する大気-土壌系熱収支モデルを構築した。冬期の夜間観測結果をもちいてモデルを検証した後、土壌水分量と風速を変化させてモデルシミュレーションを行なった。

実測値を初期条件、境界条件として用いたシミュレーションから、次のようなことが明らかになった。

1. 接地気層内の温度環境形成には放射フラックスの発散が深くかかわっている。顕熱フラックスの供給がなければ大気は放射フラックスの発散によりすみやかに冷えてゆく。顕熱フラックスから放射フラックスへの変換は、地表面近くで顕熱フラックスがゼロになる形で上空から徐々に行なわれる。

2. Raised Minimum はしばしば現われるが、乾燥した土壌で、地表面温度が上限境界(高さ6 m)温度より低下し、風がある程度強まった段階で消える。

3. 土壌水分量(土壌の熱的性質)が気温に及ぼす影響は、風がある程度(約1 m/sより)弱くなると、少なくとも高さ1 m で1℃以上ある。

4. 土壌水分量(土壌の熱的性質)が地温に及ぼす影響は、風の強弱にあまり関係なく、地表面から数cmの深さで大きい。

5. 風の強弱が気温に及ぼす影響は、乾燥土壌上で大きく、湿潤土壌上で小さい。

6. 風の強弱が地温に及ぼす影響は、乾燥土壌でわずかに存在するが、湿潤になるに従ってほとんど消失する。

7. 土壌の乾燥、湿潤が地表面近くの熱収支構造に及ぼす影響は、風が強い程大きい。土壌の乾燥化は顕熱フラックス(下向き)の割合を25~50%増加させる。

8. 風の強弱が地表面近くの熱収支構造に及ぼす影響は、乾燥土壌でいくぶん存在するが、それほど大きいものではない。

さらに、より一般化された初期条件、境界条件の下でシミュレーションを行なった結果、次のようなことが明らかになった。

1. 大気から供給される熱と地中から供給される熱の比率について、風速が弱いほど、また土壌が湿潤なほど地中からの熱の割合が大きいことが明らかになった。大気から供給される熱と地中から供給される熱が等しくなるのは、乾燥土壌では比較的弱い風 1 m/s の時であるのに対し、中間土壌では強い風 5 m/s の時であり、湿潤土壌では強い風 5 m/s でも地中からの熱の割合が大きいことが明らかになった。

2. 地表面温度 T_s は風速が弱いほど、また土壌が乾燥しているほど低くなる。風速の強弱による T_s の違いは、湿潤土壌では 1°C しかないが、乾燥土壌では 17°C もあることが明らかになった。また、土壌の乾湿による T_s の違いは、風速の強い時には 3°C しかないが、風速が弱い状態では 19°C にもなることが明らかになった。

第6章 結論

本論文では夏期高温時と冬期低温時という両極端の環境下における、散水による気象緩和作用を野外実験およびモデル実験にもとづき検討した。本論文の主な内容を要約し、若干の考察を加えた結果を以下に述べる。

第1節 夏期高温時における 散水の効果

夏期高温時における散水が植被のある耕地の微気象に与える効果は実験した条件下では次のようにまとめられる。

1. 散水中の群落直上の気温は、疎な群落で4.0℃、密な群落で3.4℃低下した。
2. 散水中の群落内の気温は、疎な群落で6.3℃、密な群落で3.6℃低下した。
3. 散水中の群落表面温度は、群落の疎密によらず約2.5℃低下した。
4. 散水中の地表面近くの地温は、疎な群落で15℃以上低下するのに対して、密な群落では1.5℃程度しか低下しない。
5. 散水中の群落直上の相対湿度は、疎な群落で19%、密な群落で17%増加した。
6. 散水中の群落内の相対湿度は、疎な群落で32%、密な群落で20%増加した。
7. 散水中の潜熱フラックスは、疎な群落で27%、密な群落で48%増加した。
8. 各測定日、散水前より散水区の値と比較区の値に差が見られた。これは前日以前の散水が散水区の土壤水分率を高めていることに起因し、間接的

ながら散水の効果と考えられる。

9. 各散水終了後1時間以上経過しても、両区の値に差が見られた。この差は群落内の気温と相対湿度で大きかった。

散水による群落表面温度の変化について検討した結果、次のようなことが明らかになった。

1. 群落全体としての時定数が、散水降温過程から求めることができることを、実測値を用いて明らかにした。

2. 散水降温過程の温度変化を解析した結果、時定数は疎な群落で約5分、密な群落で約10分であった。これにより微気象観測をおこなう場合に、熱的平衡状態を前提としている観測データを得るには、データの平均化時間を疎な群落で5分間程度、密な群落で10分間程度とすることが望ましいという一つの基準を明らかにすることができた。

3. 群落の熱的時定数が約5分～10分であることから、散水水量を節約しなければならない場合、群落の時定数にあわせて5分～10分間隔で散水、非散水を繰り返すかんけつ散水でも、散水による降温効果がある程度持続することができる。

4. 散水降温過程の群落表面温度の変化から推定した群落の厚さは、疎な群落で1cm、密な群落で1.4cmであった。これらの比1.4は、実際の繁茂度の比に一致した。

5. 外部条件の変化に対する群落表面温度変化と風速、気温などから、植物の量(バイオマス)が推定できることが示された。この手法は、リモートセンシングによる、群落バイオマス量の推定法として応用できる。

6. 散水中の群落表面温度と気温の差は、ほぼ一定となる。この差は密な群落では理論的推定値と一致し、疎な群落では畝間裸地の影響が表われた。

7. 疎な群落の散水時平衡過程の群落表面温度に関して、みかけの群落抵抗を用いて理論的に導いた群落表面温度－気温差は実測値とほぼ一致した。

そこで散水平衡状態の熱収支において、群落が畝間を持つという3次元立体的な構造を、みかけの群落抵抗というパラメータで、1次元モデルに組み込むことが可能であることが明らかになった。

散水効果の一般化と予測について検討した結果、次のようなことが明らかになった。

1. 非散水状態の気象データから、散水状態の潜熱フラックスを予測するモデルを開発し、実測値を用いて検証した。このモデルを用いて、様々な気象条件下における散水状態の熱収支構造および群落表面温度を求め、図の形で整理した。

2. 疎な群落における散水状態の熱収支構造に関して、一般的に次のような特徴がある。空気が乾燥している場合、ボーエン比は風速の増加とともに減少し、特に風速の弱いとき以外は負となる。すなわち乾燥空気では、一般に下向きの顕熱フラックスが生じ、その大きさは風速とともに増加する。空気が湿潤な場合、風速によらずボーエン比は正となり、風速の増加とともに増加もしくは一定値となる。すなわち湿潤空気では、風速の強弱によらず上向きの顕熱フラックスが生じ、その大きさは風速とともに増加する。

3. 密な群落における散水状態の熱収支構造に関して、一般的に次のような特徴がある。空気が乾燥している場合も湿潤な場合も、ボーエン比は風速の増加とともに減少する。風速が弱いとき、空気が湿潤なほどボーエン比は正となりやすく、下向きの顕熱フラックスが生じる傾向がある。

4. 密な群落における散水状態の熱収支構造を、疎な群落の場合と比較すると、次のような特徴がある。いずれの相対湿度でも密な群落の方がボーエン比はより小さい。その差は空気が湿潤なほど大きく、風速が強いほど大きい。疎な群落では、空気が湿潤なとき、風速の増加とともにボーエン比が増加する現象が見られたが、密な群落ではこの現象は見られない。密な群落では、空気が湿潤であっても、ある程度風速が強くなると下向き顕熱フラックス

スが生じる。

5. 疎な群落における散水状態の群落表面温度 T_s に関して、一般的に次のような特徴がある。いずれの相対湿度でも、風速が弱い領域では風速とともに T_s は急激に低下する。空気が乾燥している場合、群落表面温度 T_s が最低となる最適風速が存在する。風速がこの風速より強くても弱くても T_s は最適風速時の T_s より高温になる。一般的な高温条件下では、最適風速は約4 m/sである。空気が湿潤な場合、 T_s は風速とともに低下するが、風速が10 m/s以下では T_s は気温よりも低くならない。

6. 密な群落における散水状態の群落表面温度 T_s に関して、一般的に次のような特徴がある。いずれの相対湿度でも、風速が弱い領域では風速とともに T_s は急激に低下する。密な群落では、疎な群落の場合のような、群落表面温度 T_s が最低となる最適風速は存在しない。いずれも相対湿度においても、 T_s は風速の増加とともに低下する。空気が湿潤であっても風速が強くなると、 T_s は気温より低くなる。

以上より夏期高温時における散水が、気温や群落表面温度を低下させ、耕地の微気象環境を改善することが明らかとなった。本研究は特定の地域で行なったが、環境の異なる他の地域でも、このような手法は適用可能と思われる。この微気象改良技術は、次のような場面への適用が考えられる。

1. 作物の種類や品種によっては、高温により品質が低下するものも少なくない。散水によりこのような品質低下を防止することができる。

2. 極端な高温や長時間の高温が作物の生育を阻害するのを、散水により防止する。

3. 特に高温で被害がでない作物でも、微気象環境を改善することにより品質を向上させ、商品価値を高めることができる。

4. 低緯度地帯のように気温が高くなる場所では、高温に弱い作物は生育しにくい。このような環境下での微気象を改善し、栽培可能な面積や期間

ならびに栽培可能な作物の種類を増やすことができる。

5. CO₂ の増加がもたらす温室効果により、地球規模での気温の上昇が予測されている。このため夏期の高温状態が作物に被害をもたらす可能性は世界的に増大している。そのような場面で、散水による微気象改良手法は非常に重要な技術となる。

第2節 冬期低温時における 事前散水の効果

低温が予測される夕刻に散水を行ない、土壌水分量を増加させることにより、冬期夜間の微気象環境は変化する。実測値を初期条件、境界条件として用いたシミュレーションから、次のようなことが明らかになった。

1. 風速が弱い場合(0.3m/s)、土壌水分の増加により気温は高さ5cmで5℃、20cmで4℃、1mで3℃程度温暖になる。

2. 風速が中程度の場合(1.0m/s)、土壌水分の増加により気温は高さ5cmで2.5℃、20cmで1.5℃、1mで1℃程度温暖になる。

3. 風速が強くなると(5.0m/s)、いずれの高さの気温も、土壌の湿潤化の影響を受けにくくなる。

4. 土壌水分が地温に及ぼす影響は、風の強弱にあまり関係なく、深さ5cmより浅い所で大きい。

5. 風の強弱が気温に及ぼす影響は、乾燥土壌上で大きく、湿潤土壌上で小さい。

6. 風の強弱が地温に及ぼす影響は、乾燥土壌でわずかに存在するが、湿潤になるに従ってほとんど消失する。

7. 土壌の乾燥、湿潤が地表面近くの熱収支構造に及ぼす影響は、風が強い程大きい。

8. 風の強弱が地表面近くの熱収支構造に及ぼす影響は、乾燥土壌でいくぶん存在するが、それほど大きいものではない。

9. Raised Minimum はしばしば現われるが、乾燥した土壌で、地表面温度が上限境界(高さ6 m)温度より低下し、風がある程度強まった段階で消える。

さらに、より一般化された初期条件、境界条件の下でシミュレーションを行なった結果、次のようなことが明らかになった。

1. 大気から供給される熱と地中から供給される熱の比率について、風速が弱いほど、また土壌が湿潤なほど地中からの熱の割合が大きいことが明らかになった。大気から供給される熱と地中から供給される熱が等しくなるのは、乾燥土壌では比較的弱い風1 m/sの時であるのに対し、中間土壌では強い風5 m/sの時であり、湿潤土壌では強い風5 m/sでも地中からの熱の割合が大きいことが明らかになった。

2. 地表面温度 T_s は風速が弱いほど、また土壌が乾燥しているほど低くなる。風速の強弱による T_s の違いは、湿潤土壌では1℃しかないが、乾燥土壌では17℃もあることが明らかになった。また、土壌の乾湿による T_s の違いは、風速の強い時には3℃しかないが、風速が弱い状態では19℃にもなることが明らかになった。

以上より冬期低温時における事前散水が、気温や地温を上昇させ、微気象環境を改善することが明らかになった。事前散水は散水氷結法のように連続的に散水する必要がないため、水源の制約を受ける地域の防霜技術として用いることができる。

我が国では多くの畑地、茶園、果樹園などが山間地、傾斜地に分布しており、このような所では平坦地にもまして多くの要因が複雑に作用する。ここまでの結果にもとづき、山間傾斜地での霜害や凍害を防止する立場から、次

のようなことが言える。

1. 土壌の乾燥する山の頂上近くや斜面では、散水により土壌の熱的性質を変え、気温や地温の低下を防ぐことができる。またこのような所では、ある程度の風があるため、送風ファンによる効果はあまり期待できない。また土壌の乾燥する場所の作物は、寒干害の被害をも受けやすいので、土壌への水分供給はこの点でも望ましい。

2. 冷気が停滞する谷部や凹地では、土壌水分はある程度高くなっていると考えられ、このような所に散水しても土壌の熱的性質はあまり変化しない。そこで谷部や凹地では、ある程度高い所(冷気層より上が望ましい)に送風ファンをもうけ、接地気層を攪乱することによって耕地の温度環境を改善することがより効果的である。

3. 土壌の熱伝導率の低い火山灰土地などでは、広域的に散水することによって、地域の昇温効果が期待される。

〔 謝 辞 〕

本研究の遂行に対し各方面から終始御指導と御協力をうけた。

京都大学農学部丸山利輔教授ならびに岡山大農学部三野 徹教授には本研究の端緒と方向づけにはじまり、今日ここに成果をまとめるに至るまで懇切な御指導を賜わった。さらに農林水産省において本研究を継続することができたのは、農業技術研究所の阿部亥三室長ならびに真木太一主任研究員の御理解と御指導の賜物である。農業技術研究所から農業環境技術研究所へ組織が改変された後も本研究を進めることができたのは、農業環境技術研究所の加福領二室長ならびに磯部誠之主任研究員ならびに林 陽生主任研究員の方々の御協力、御理解、御指導をいただくことができたからである。また実験圃場の運用にあたっては、農業環境技術研究所の森屋金重氏ら多くの方々のお世話になった。各位に対して心より厚くお礼申し上げます。

引用文献

- 1) Swinbank, W.C.: Long-wave radiation from clear skies, Quart. J. Roy. Met. Soc., 89, 339-348. (1963)
- 2) Businger, J.A., Wyngaard, J.C., Izumi, Y. and Bradley, E.F. : Flux-Profile Relationships in the Atmospheric Surface Layer, J. Atmos. Sci., 28, 181-189. (1971)
- 3) Penman, H.L.: Natural evaporation from open water, bare soil and grass, Proc. R. Soc. A., 193, 120-145. (1948)
- 4) Monteith, J.L.: Evaporation and environment. In the state and movement of water in living organisms, 19th Symp. Soc. exp. Biol., 205. (1964)
- 5) Seginer, I.: A resistance model of evaporation during sprinkling, Agric. Meteorol., 7, 487-497. (1970)
- 6) Lomas, J. and Mandel, M.: The quantitative effects of two methods of sprinkler irrigation on the microclimate of a mature avocado plantation, Agric. Meteorol., 12, 35-48. (1973)
- 7) 白井清恒・松井重光・新庄 彬: 散水水滴の温度に関する研究 (I) 理論的考察, 農土論集, 35, 24-29. (1971)
- 8) 白井清恒・松井重光・新庄 彬: 散水水滴の温度に関する研究 (II) 実験的考察, 農土論集, 35, 30-35. (1971)
- 9) 白井清恒: 散水による気温・湿度の変化に関する研究 I 理論的考察, 三重大農学報, No. 49, 67-82. (1975)
- 10) 松井重光・白井清恒・清沢秀樹: 散水による気温・湿度の変化に関する研究 II 実験的考察, 三重大農学報, No. 58, 11-20. (1979)
- 11) 川島茂人: 夏期高温時における散水が、植被の疎な植物群落の微気象に与える効果, 散水が耕地微気象に与える効果に関する研究 (I), 農土論集, 128, 55-65. (1987)

- 12) Smithsonian Institution: Smithsonian Meteorological Tables, 6th revised edition, 365-367, City of Washington. (1966)
- 13) Murray, F.W.: On the computation of saturation vapour pressure, J. Appl. Meteorol., 6, 203-204. (1967)
- 14) Monteith, J.L.: Principles of environmental physics, 221, Edward Arnold, London. (1973)
- 15) Larsson, S.: Influence of intercepted water on transpiration and evaporation of Salix, Agric. Meteorol., 23, 331-338. (1981)
- 16) Jones, H.G.: Plants and microclimate, 86-88, Cambridge Univ. Press. (1983)
- 17) Thom, A.S.: Vegetation and the atmosphere. Vol.1 Momentum, mass and heat exchange of plant communities (Edited by J.L. Monteith), 57-93, Academic Press. (1975)
- 18) 川島茂人: 夏期高温時における散水が、植被の密な植物群落の微気象に与える効果, 散水が耕地微気象に与える効果に関する研究(II), 農土論集, 130, 33-42. (1987)
- 19) Szeicz, G., Endrodi, G. and Tajchman, S.: Aerodynamic and surface factors in evaporation, Water Resour. Res., 5, 380-394. (1969)
- 20) Stanhill, G.: A simple instrument for field measurement of turbulent diffusion flux, J. Appl. Meteorol., 8, 509-513. (1969)
- 21) 磯部誠之: 夜間気温分布の数値計算, 昭和54年度日本農業気象学会大会講演要旨, 29. (1979)
- 22) 三野 徹・三浦健志・大澤賢修: 土壌熱伝導率の簡易測定法, 昭和54年度農業土木学会大会講演会講演要旨集, 198. (1979)
- 23) Brunt, D.: Notes on radiation in the atmosphere, Quart. J. Roy. Met. Soc., 58, 389-418. (1932)
- 24) Jaeger, J.C.: Note on the effect of wind on nocturnal cooling, Quart. J. Roy. Met. Soc., 71, 388-391. (1945)

- 25) Groen, P.: Note on the theory of nocturnal radiation cooling of the earth's surface, *J. Meteorol.*, 4, 63-66. (1947)
- 26) Panofsky, H.A.: Radiative cooling in the lowest layers of the atmosphere warmer than the ground, *J. Meteorol.*, 4, 35-37. (1947)
- 27) Knighting, E.: A note on nocturnal cooling, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 76, 173-181. (1950)
- 28) Lake, J.V.: The temperature profile above bare soil on clear nights, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 82, 187-197. (1956)
- 29) Funk, J.P.: Measured radiative flux divergence near the ground at night, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 86, 382-389. (1960)
- 30) Funk, J.P.: A numerical method for the computation of the radiative flux divergence near the ground, *J. Meteorol.*, 18, 388-392, (1961)
- 31) McVehil, G.E.: Wind and temperature profiles near the ground in stable stratification, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 90, 136-140. (1964)
- 32) Oke, T.R.: The temperature profile near the ground on calm clear nights, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 96, 14-23. (1970)
- 33) Oke, T.R.: Turbulent transfer near the ground in stable conditions, *J. Appl. Meteorol.*, 9, 778-786. (1970)
- 34) Zdunkowski, W.G. and Trask, D.C.: Application of the radiative-conductive model to the simulation of nocturnal temperature change over different soil types, *J. Appl. Meteorol.*, 10, 937-948. (1971)
- 35) 川島茂人・丸山利輔・三野 徹：大気-土壌系モデルとシミュレーション (I) 冬期夜間、風速と土壌水分が温度プロファイルと熱収支構造に及ぼす影響, *農業気象(J. Agr. Met.)*, 38(1), 37-44. (1982)

36) Hillel, D.: Fundamentals of soil physics, 296, Academic Press, New York. (1980)

37) 八幡敏雄: 土壌の物理, 128, 東京大学出版会. (1975)

APPENDIX A

気象データ収集、処理プログラム (APPLE-BASIC)

```
10 DIM RD(60,30),DM(30,100),TM(2,100)
15 DIM HH$(30),X$(30)
20 D$ = CHR$(4)
30 Z$ = CHR$(26)
40 TEXT : HOME
50 DEF FN MOD(S) = INT ((S / T
    I - INT (S / TI)) * TI + 0.
    05) * SGN (S / TI)
60 :
62 ONERR GOTO 3330
64 :
66 INPUT "FILE NAME ?";F$
68 :
70 IE = 30
80 TI = 20
90 NE = 28
92 VTAB 9: INPUT "SET ROTATE NUM
    BER=";JE
95 VTAB 15
100 PRINT "IE=";IE,"TI=";TI,"NE=
    ";NE,"JE=";JE
110 FOR K = 1 TO 1000: NEXT K
120 :
130 TEXT : HOME : VTAB 10: HTAB
    5
140 PRINT "*** HIT SPACE TO STAR
    T ***"
150 GOSUB 2000
250 K = PEEK (49152)
260 IF K < 128 THEN 150
270 POKE 49168,0
280 :
320 PRINT D$;"PR#2"
330 PRINT D$;"IN#2"
```

```

340 PRINT "SC1": PRINT "RA"
350 PRINT "DV1": PRINT "LF1"
360 PRINT "LL"
370 PRINT D$;"PR#0"
380 PRINT D$;"IN#0"
382 :
384 FOR J = 1 TO JE
386 HOME
388 N = 1
390 :
400 GOSUB 2000
500 IF FN MOD(S) = 0 THEN GOSUB
    1000
510 IF N = NE + 1 THEN GOTO 300
    0
520 GOTO 400
590 :
1000 PRINT D$;"PR#2"
1010 PRINT D$;"IN#2"
1020 PRINT "TG!";Z$
1030 PRINT "RDA";Z$;
1040 C1$ = ""
1050 GET A$: PRINT A$;
1060 IF ASC (A$) = 13 THEN 1140

1070 C1$ = C1$ + A$: GOTO 1050
1110 :
1140 PRINT "RDA";Z$;
1150 C2$ = ""
1160 GET A$: PRINT A$;
1170 IF ASC (A$) = 13 THEN 1200

1180 C2$ = C2$ + A$: GOTO 1160
1200 IF LEFT$ (C2$,1) = "D" GOTO
    1140
1210 IF C2$ = CHR$ (10) THEN 11
    40
1222 C3$ = MID$ (C2$,5,6)
1224 IF N = 1 THEN TS = VAL (C3
    $)
1226 IF N = NE THEN TE = VAL (C
    3$)
1230 :
1240 FOR I = 1 TO IE
1270 PRINT "RDA";Z$;
1280 C$ = ""

```

```

1290 GET A$: PRINT A$;
1300 IF ASC (A$) = 13 THEN 1330

1310 C$ = C$ + A$: GOTO 1290
1330 IF LEFT$ (C$,1) = "T" GOTO
1270
1340 IF C$ = CHR$ (10) THEN 127
0
1350 HH$(I) = MID$ (C$,7,2):X$(I
) = MID$ (C$,10,9)
1365 CH = VAL (HH$(I)): IF CH <
> I THEN 3325
1370 X = VAL (X$(I)):RD(N,I) = X

1380 NEXT I
1382 :
1384 PRINT D$;"PR#0"
1386 PRINT D$;"IN#0"
1388 VTAB 5: PRINT C1$
1390 VTAB 6: PRINT C2$
1392 FOR I = 1 TO IE
1394 PRINT "CH ";HH$(I),"DATA ";
X$(I)
1396 NEXT I
1398 :
1400 N = N + 1
1410 RETURN
1990 :
2000 PRINT D$;"IN#7"
2010 PRINT D$;"PR#7"
2020 INPUT " ";T$
2030 PRINT D$;"IN#0"
2040 PRINT D$;"PR#0"
2050 MDH$ = LEFT$ (T$,8)
2060 M$ = MID$ (T$,10,2):M = VAL
(M$)
2070 S$ = MID$ (T$,13,2):S = VAL
(S$)
2080 VTAB 1: HTAB 25
2090 PRINT MDH$;" ":"M$;" ":"S$
2100 RETURN
2110 :
3000 FOR I = 1 TO IE
3010 S1 = 0
3020 FOR N = 1 TO NE
3030 S1 = S1 + RD(N,I)
3040 NEXT N

```

```

3050 DM(I,J) = S1 / NE
3060 NEXT I
3070 :
3080 TM(1,J) = TS
3090 TM(2,J) = TE
3100 :
3110 PRINT D$;"PR#1"
3120 PRINT J,TS,TE
3130 FOR I = 1 TO IE
3140 PRINT I,DM(I,J)
3150 NEXT I
3160 PRINT D$;"PR#0"
3170 :
3180 NEXT J
3182 :
3184 PRINT D$;"PR#2"
3186 PRINT D$;"IN#2"
3188 PRINT "LA"
3190 PRINT D$;"PR#0"
3192 PRINT D$;"IN#0"
3194 :
3200 TEXT : HOME
3220 PRINT D$;"OPEN ";F$
3230 PRINT D$;"WRITE ";F$
3240 FOR J = 1 TO JE
3250 PRINT TM(1,J)
3260 PRINT TM(2,J)
3270 FOR I = 1 TO IE
3280 PRINT DM(I,J)
3290 NEXT I
3300 NEXT J
3310 PRINT D$;"CLOSE ";F$
3314 :
3315 PRINT "OK"
3316 GOTO 3330
3320 :
3325 PRINT "I NOT CH"
3330 PRINT J,I,CH
3335 PRINT TS,TE,T$
3340 PRINT C$
3350 END

```

APPENDIX B

夜間冷却シミュレーションプログラム (FORTRAN)

```

DIMENSION O(52,20) ,T0(52,7),O1(52,2)
DIMENSION A(541,12),JH(10),H1(10)
DIMENSION JD(10) ,D1(10) ,RL(20)
COMMON /ABC/ T(500),G(500),CV(500),Q(500),CK(500)
COMMON /DEF/ DZ,DT,ND
COMMON /GHI/ Z(111),AT(111)
COMMON /JKL/ AK,DO,ZO,AA,BB,ACV,ZW,SB
COMMON /STU/ Y1(111),Y2(111),HK(111),GRAT(111)
COMMON /VVV/ AQ(111),RN(111),CAT(111)
COMMON /XXX/ ANL(111),RIN(111)
DATA D1/0.,1.,3.,5.,10.,15.,20./
DATA H1/600.,100.,50.,30.,20.,10.,5.,3.,1./
DZ=0.5
DT=20.
IM=0
TDP=20.
TBEG=22.

C
      S1=40.0
      S2=25.0

C
      CALL SOILW(S1,S2,CK1,CK2,CV1,CV2)
      WRITE(6,104)
104  FORMAT(///1H0,'      S1      S2      ',5X,5X,'CK1',2X,5X,'CK2',2X,5X
1,5X,'CV1',7X,'CV2')
      WRITE(6,103) S1,S2,CK1,CK2,CV1,CV2
103  FORMAT(2F10.2,5X,2E10.2,5X,2F10.2)

C
      READ(1) O,O1.
      READ(2) A
      CALL SMTH(O,A)
      DO 2 JJ=1,7
      J=JJ+9

```



```

      DO 2 I=1,52
      TO(I,JJ)=O(I,J)
2      CONTINUE
C
C
      CALL PRIMEA(H1,JH)
      CALL PRIMEG(TDP,CK1,CK2,CV1,CV2,TO,JD,D1,RL,IRI)
      WRITE(6,101)
101  FORMAT(1H1//1H ,9X,'TIME',13X,'TO',7X,'T1',8X,
1      'T3',8X,'T5',8X,'T10',7X,'T15',7X,'T20')
C
      DTD=DT-0.000001
      CC2=60./DTD
      ISM=IFIX(CC2)
C
      DO 7 IHR=1,9
      MMAX=80
      IF(IHR.EQ.9) MMAX=31
      DO 7 MIN=1,MMAX
C
      IM=IM+1
      I5=(IM-1)/10+1
      TIME0=O(I5,19)
C
      IF(IHR.EQ.3) TBEG=-2.
      TIME=TBEG+FLOAT(IHR-1)+FLOAT(MIN-1)/100.
C
      IG=IM
      IF(IM.LE.2) IG=3
      IF(IM.GE.510) IG=509
      WIND=(A(IG-2,1)+A(IG-1,1)+A(IG,1)+A(IG+1,1)+A(IG+2,1))/5.
      IF(WIND.LT.0.1) WIND=0.1
      TIMEA=A(IM,12)
      TBU=A(IM,2)
      F9=(O(I5+1,17)-O(I5,17))/10.
      RNC1=F9*FLOAT(I6)+O(I5,17)
      RN100=-1.*RNC1
      TOO=T(1)
C
      IF(MOD(IM,10).EQ.1) CALL AIR(TBU,TOO,WIND,RN100,RBB)

```

```

C      IF(MOD(IM,30).EQ.1) WRITE(6,100) TIME,(T(JD(J)),J=1,7)
100    FORMAT(/1H0,3X,F10.2,5X,7F10.1)
      IF(MOD(IM,30).EQ.1) WRITE(6,102) (T0(I5,J),J=1,7),RBB
102    FORMAT(1H ,18X,7F10.1,1F10.3)
      IF(MOD(IM,30).EQ.1) CALL  GRAPF5(JH,JD,A,0,01,IM)
C
      F3=(T0(I5+1,7)-T0(I5,7))/10.
      I6=IM-(I5-1)*10-1
      TBD=F3*FLOAT(I6)+T0(I5,7)
C
      DO 11 ISEC=1,ISM
      RAD=RBB/60.*DT
      DO 10 I=1,IRI
      G(I)=G(I)+RAD*RL(I)
10     T(I)=G(I)/CV(I)
C
      T(ND)=TBD
      G(ND)=T(ND)*CV(ND)
C
      CALL TG
C
11     CONTINUE
C
7      CONTINUE
      STOP
      END

      BLOCK DATA
      COMMON /MNO/ LINE(101),LINES(120),LINEB(120),LINEI(120),LINEP(120)
1     ,LINEM(120),LINEB1(125),IH(20),LB(20)
      DATA  IH/600,100,50,30,20,10,5,3,1,0,-1,-3,-5,-10,-15,-20/
      DATA  LB/12,8,4,2,2,1,0,0,0,0,0,0,1,1,1,0,0,0,0,0/
C
      DATA  LINES/120*'*/
      DATA  LINEB/120*' '/
      DATA  LINEB1/125*' '/
      DATA  LINEI/120*'I'/
      DATA  LINEP/120*'+'/
      DATA  LINEM/120*'-'/

```

```

DATA LINEB1(1)/'I'/
DATA LINEB1(12)/'I'/
DATA LINEB1(23)/'I'/
DATA LINEB1(73)/'I'/
DATA LINEB1(123)/'I'/
END
SUBROUTINE SOILW(S1,S2,CK1,CK2,CV1,CV2)
IF(S1.LT.37.0) GO TO 2
C1=0.011933*S1**3-1.5670203*S1**2+73.09793*S1-1121.8297
CK1=C1*1.0E-4
GO TO 1
2 CONTINUE
C1=0.2093634*S1**2-14.11988*S1+240.1443
CK1=C1*1.0E-4
1 CONTINUE
IF(S1.LT.34.0) CK1=2.0E-4
C
IF(S2.LT.33.3) GO TO 5
C2=93.317006E-4*S2**3-0.9752899*S2**2+34.071945*S2-384.86886
CK2=C2*1.0E-4
GO TO 4
5 CONTINUE
C2=0.0285041*S2**2-0.974447*S2+13.7965
CK2=C2*1.0E-4
4 CONTINUE
IF(S2.LT.17.5) CK2=5.4E-4
C
WLAG=30.
COE=WLAG/26.
CK1=CK1*COE
CK2=CK2*COE
C
CV1=0.2245+S1/100.
CV2=0.2690+S2/100.
RETURN
END
SUBROUTINE SMTH(0,A)
DIMENSION O(52,20), A(541,12)
DO 1 J=1,18
DO 1 I=2,51

```

```

1      O(I,J)=(O(I-1,J)+O(I,J)+O(I+1,J))/3.
      DO 2 J=1,18
      O(1,J)=(O(1,J)+O(2,J))/2.
2      O(52,J)=(O(51,J)+O(52,J))/2.
C
      NP=11
      M=(NP-1)/2
      DO 3 J=1,11
      DO 3 I=1,541
      II=I
      IF(II-M.LT.1) II=M+1
      IF(II+M.GT.541) II=541-M
      SUM1=0.
      DO 4 K=II-M,II+M
4      SUM1=SUM1+A(K,J)
      A(I,J)=SUM1/FLOAT(NP)
3      CONTINUE
      RETURN
      END
      SUBROUTINE PRIMEA(H1,JH)
      COMMON /GHI/ Z(111),AT(111)
      COMMON /JKL/ AK,DO,ZO,AA,BB,ACV,ZW,SB
      COMMON /VVV/ AQ(111),RN(111),CAT(111)
      DIMENSION H1(10),JH(10)
C
      AK=0.4
      DO=0.0
      ZO=0.1
      AA=5.E-4
      BB=0.0
      ACV=0.31E-3
      ZW=300.
      SB=1.37E-12
C
      Z(1)=0.
      DDZ=2.
      DO 1 I=2,111
      IF(I.GE.52) DDZ=5.
      IF(I.GE.72) DDZ=10.
      Z(I)=Z(I-1)+DDZ

```

```

1    CONTINUE
      DO 2  I=1,111
        AQ(I)=1.0E-5
2    AT(I)=273.
      DO 3  J=1,9
        DO 4  I=1,111
          IMM=I
          IF(Z(I).GE.H1(J)) GO TO 5
4    CONTINUE
5    CONTINUE
      JH(J)=IMM
3    CONTINUE
      RETURN
      END
      SUBROUTINE PRIMEG(TDP,CK1,CK2,CV1,CV2,TO,JD,D1,RL,IR1)
      DIMENSION TO(52,7),JD(10),D1(10),RL(20)
      COMMON /ABC/ T(500),G(500),CV(500),Q(500),CK(500)
      COMMON /DEF/ DZ,DT,ND
      FF1=TDP/DZ+0.00001
      ND=IFIX(FF1)+1
C
      FF2=1.0/DZ+0.00001
      I12=IFIX(FF2)
      IF(I12.LT.1) I12=1
      ND1=ND/2-I12
      ND2=ND/2+I12
      ND3=ND2-ND1+1
C
      DO 1  I=1,ND1
        CK(I)=CK1
1    CV(I)=CV1*DZ
      DO 21 I=ND1+1,ND2
        CK(I)=(CK2-CK1)/FLOAT(ND3)*FLOAT(I-ND1)+CK1
        CVCC=(CV2-CV1)/FLOAT(ND3)*FLOAT(I-ND1)+CV1
21   CV(I)=CVCC*DZ
      DO 22 I=ND2+1,ND
        CK(I)=CK2
22   CV(I)=CV2*DZ
C
      DO 8  I=1,7

```

```

      CC1=D1(I)/DZ+1.+0.00001
8      JD(I)=IFIX(CC1)
C
      DO 3  I=1,ND
      DO 4  J=1,7
      JM=J
      IF(I.LT.JD(J)) GO TO 5
4      CONTINUE
5      CONTINUE
      C1=T0(1,JM)-T0(1,JM-1)
      IC1=JD(JM)-JD(JM-1)
      C2=C1/FLOAT(IC1)
      IC2=I-JD(JM-1)
      T(I)=C2*FLOAT(IC2)+T0(1,JM-1)
3      CONTINUE
C
      DO 6  I=1,ND
6      G(I)=T(I)*CV(I)
C
      F1=0.4/DZ+0.0001
      I1=IFIX(F1)
      IF(I1.LT.1) I1=1
      I2=I1*(I1+1)
      F2=FLOAT(I2)/2.+0.0001
      I3=IFIX(F2)
      DO 9  I=1,I1
      I4=I1-I+1
9      RL(I)=FLOAT(I4)/FLOAT(I3)
C
      IRI=I1
      RETURN
      END
      SUBROUTINE AIR(TBU,TOO,WIND,RN100,RBB)
      COMMON /GHI/ Z(111), AT(111)
      COMMON /JKL/ AK,DO,ZO,AA,BB,ACV,ZW,SB
      COMMON /STU/ Y1(111),Y2(111),HK(111),GRAT(111)
      COMMON /VVV/ AQ(111),RN(111),CAT(111)
      COMMON /XXX/ ANL(111),RIN(111)
      COMMON /YYY/ COFEX(3)
      DOUBLE PRECISION XX,YY,COF

```

```

DIMENSION XX(3),YY(3),COF(3)
IC1=0
GAL=980.
EPS=0.1
TZ=TBU+273.
TO=T00+273.
WIND=WIND*100.
RRNO=RN100/60.
RRNO=RRNO*0.9
Y1(1)=0.9*SB*TO**4
Y2(1)=Y1(1)-RRNO
C7=(ZW-DO)/Z0
C8=LOG(C7)
US=AK*WIND/C8
GO TO 21
22 CONTINUE
DRN=RN(51)-RRNO
RRNO=RRNO-DRN
Y1(1)=0.9*SB*TO**4
Y2(1)=Y1(1)-RRNO
21 CONTINUE
DO 1 K=1,111
IF(ABS(AQ(K)).LT.1.0E-5) AQ(K)=1.0E-5
ANL(K)=(US**3)*ACV*AT(K)/AK/GAL/AQ(K)
RIC1=Z(K)/ANL(K)
RIN(K)=RIC1/(1.+7.*RIC1)
HK(K)=AK*US*(Z(K)-DO)*(1.-7.*RIN(K))+0.2
IF(HK(K).LT.0.2) HK(K)=0.2
1 CONTINUE
XX(1)=0.
YY(1)=0.
XX(2)=100.
YY(2)=RIN(51)
XX(3)=500.
YY(3)=RIN(101)
CALL LSTSQD(XX,YY,3,3,COF,ILL)
IF(ILL.EQ.0) GO TO 11
STOP
11 CONTINUE
DO 12 I=1,3

```

```

12  COFEX(I)=COF(I)
    AT(1)=T0
    SUM1=0.
    SUM2=0.
    DO 2 K=1,110
      C1=AA*SB*AT(K)**4-AA*Y1(K)+BB*(Y2(K)-Y1(K))
      Y1(K+1)=Y1(K)+C1*(Z(K+1)-Z(K))
      C2=AA*Y2(K)-AA*SB*AT(K)**4+BB*(Y2(K)-Y1(K))
      Y2(K+1)=Y2(K)+C2*(Z(K+1)-Z(K))
      C3=(Y1(K+1)+Y1(K))/2.
      C4=(Y2(K+1)+Y2(K))/2.
      C5=(HK(K+1)+HK(K))/2.
      SUM1=SUM1+(C3-C4)*(Z(K+1)-Z(K))/ACV/C5
      SUM2=SUM2+(Z(K+1)-Z(K))/ACV/C5
2   CONTINUE
      CC=(SUM1-(TZ-T0))/SUM2
      IF(IC1.EQ.1) CC=CCRS
      CALL LUNGE(CC,RRNO,T0,US,TZC)
      CC1=CC
      TZ1=TZC
      CD1=(TZ1-TZ)
      CD11=ABS(CD1)
      IF(CD11.LT.EPS) GO TO 4
      IF(CD1.GT.0.) CC2=CC1*1.01
      IF(CD1.LT.0.) CC2=CC1*0.99
      CALL LUNGE(CC2,RRNO,T0,US,TZC)
      TZ2=TZC
      CD2=ABS(TZ2-TZ)
      IF(CD2.LT.EPS) GO TO 5
      CALL LINHOK(CC1,TZ1,CC2,TZ2,TZ,CC3)
      CALL LUNGE(CC3,RRNO,T0,US,TZC)
      TZ3=TZC
      CD3=ABS(TZ3-TZ)
      IF(CD3.LT.EPS) GO TO 6
      IF(CD3.LE.CD2) CC2=CC3
      IF(CD3.LE.CD2) TZ2=TZ3
3   CONTINUE
      CALL LINHOK(CC1,TZ1,CC2,TZ2,TZ,CC3)
      CALL LUNGE(CC3,RRNO,T0,US,TZC)
      TZ3=TZC

```



```

CDD=ABS(TZ3-TZ)
IF(CDD.LT.EPS) GO TO 7
CC1=CC2
TZ1=TZ2
CC2=CC3
TZ2=TZ3
GO TO 3
4  CC=CC1
   GO TO 8
5  CC=CC2
   GO TO 8
6  CC=CC3
   GO TO 8
7  CC=CC3
8  CONTINUE
   CCM=CC*60.
   CCRS=CC
   DO 9 I=1,111
     RN(I)=Y1(I)-Y2(I)
     AQ(I)=ACV*HK(I)*GRAT(I)
     CAT(I)=AT(I)-273.
9  CONTINUE
   RBB=-1.*CCM
   IC1=IC1+1
   RETURN
   END
SUBROUTINE LUNGE(CC,RRNO,TO,US,TZC)
COMMON /JKL/ AK,DO,ZO,AA,BB,ACV,ZW,SB
COMMON /GHI/ Z(111),AT(111)
COMMON /PQR/CCEX,USEX
COMMON /STU/ Y1(111),Y2(111),HK(111),GRAT(111)
DIMENSION Y(4,6001),F(4,6001),VW(4)
EXTERNAL SUB
CCEX=CC
USEX=US
Y(1,1)=0.
Y(2,1)=0.9*SB*TO**4
Y(3,1)=Y(2,1)-RRNO
Y(4,1)=TO
H=0.1

```

```

CALL RKG(Y,F,4,4,H,6001,SUB,VW,ICON)
IF(ICON.EQ.0) GO TO 1
STOP
1 CONTINUE
TZC=Y(4,6001)
DO 2 I=1,111
IZ=IFIX(Z(I)+0.0001)*10+1
Y1(I)=Y(2,IZ)
Y2(I)=Y(3,IZ)
GRAT(I)=F(4,IZ)
2 AT(I)=Y(4,IZ)
RETURN
END
SUBROUTINE SUB(Y,F)
DIMENSION Y(4),F(4)
COMMON /JKL/ AK,DO,ZO,AA,BB,ACV,ZW,SB
COMMON /PQR/ CCEX,USEX
COMMON /YYY/ COFEX(3)
F(2)=AA*SB*Y(4)**4-AA*Y(2)+BB*(Y(3)-Y(2))
F(3)=AA*Y(3)-AA*SB*Y(4)**4+BB*(Y(3)-Y(2))
RIN=COFEX(3)*Y(1)**2+COFEX(2)*Y(1)+COFEX(1)
RIN=RIN*0.1
C1=0.2+AK*USEX*(Y(1)-DO)*(1.-7.*RIN)
IF(C1.LT.0.2) C1=0.2
F(4)=(Y(2)-Y(3)-CCEX)/(ACV*C1)
RETURN
END
SUBROUTINE LINHOK(CC1,TZ1,CC2,TZ2,TZ,CC3)
CC3=(CC2-CC1)/(TZ2-TZ1)*(TZ-TZ1)+CC1
RETURN
END
SUBROUTINE TG
COMMON /ABC/ T(500),G(500),CV(500),Q(500),CK(500)
COMMON /DEF/ DZ,DT,ND
DO 1 I=1,ND-1
Q(I)=CK(I)*(T(I)-T(I+1))/DZ*DT
G(I)=G(I)-Q(I)
G(I+1)=G(I+1)+Q(I)
1 CONTINUE
DO 2 I=1,ND

```

```

2      T(I)=G(I)/CV(I)
      RETURN
      END
      SUBROUTINE GRAPF5(JH,JD,A,O,01,IM)
      COMMON /ABC/ T(500),G(500),CV(500),Q(500),CK(500)
      COMMON /GHI/ Z(111),AT(111)
      DIMENSION JH(10),JD(10),A(541,12),O(52,20),01(52,2)
      COMMON /MNO/ LINE(101),LINES(120),LINEB(120),LINEI(120),LINEP(120)
      1,LINEM(120),LINEB1(125),IH(20),LB(20)
C
      I5=(IM-1)/10+1
      WRITE(6,100) LINEI
100    FORMAT(1H1,5X,120A1)
      TIME=A(IM,12)
      IDAY=18
      IF(TIME.LT.10.) IDAY=IDAY+1
      WRITE(6,101) IDAY,TIME
101    FORMAT (1H0,10X,'TEMPERATURE DISTRIBUTION WITH HEIGHT',
110X,'3/',12,5X,'TIME=',F5.2,5X,'BY SIG.K')
      WRITE(6,102) LINEI
102    FORMAT (1H0,5X,120A1)
      WRITE(6,103)
103    FORMAT (1H0,2X,'HEIGHT',7X,'DATA',2X,'-10',48X,'0',49X,'10'/)
C
      DO 8 J=1,16
C
      DO 9 L=1,101
9      LINE(L)=' '
      LINE(1)=' I'
      LINE(51)=' I'
      LINE(101)=' I'
C
      IF(J.GE.10) GO TO 10
      JG=JH(J)
      C2=(AT(JG)-273.)*5.+51.
      IC2=IFIX(C2)
      IF(IC2.GT.101) IC2=101
      IF(IC2.LT.1) IC2=1
      LINE(IC2)='+'
      GO TO 12

```

```

10  JJ=J-9
    JG=JD(JJ)
    C3=T(JG)*5.+51.
    IC3=IFIX(C3)
    IF(IC3.GT.101) IC3=101
    IF(IC3.LT.1) IC3=1
    LINE(IC3)='+'
12  CONTINUE
    C1=O(I5,J)*5.+51.
    IC1=IFIX(C1)
    IF(IC1.GT.101) IC1=101
    IF(IC1.LT.1) IC1=1
    LINE(IC1)='*'
C
    WRITE(6,104) IH(J),O(I5,J),LINE
104  FORMAT(1H ,1H1,I7,3X,1H1,F6.1,4X,101A1)
C
    IF(LB(J).LT.1) GO TO 14
    DO 13 K=1,LB(J)
13   WRITE(6,105) LINEB1
105  FORMAT(1H ,125A1)
14   CONTINUE
    IF(J.EQ.9) WRITE(6,106) LINEM
106  FORMAT(1H ,120A1)
C
8    CONTINUE
C
    RAD=O(I5,17)
    GHF=O(I5,18)
    WIND3=A(IM,1)
    WRITE(6,108) RAD,GHF,WIND3
108  FORMAT(1H0,10X,'RAD=',F5.2,' LY/MIN',10X,'GHF=',F5.2,' LY/MIN',10X
1, 'WIND (3M)=',F5.2,' M/S')
    WRITE(6,107) LINEI
107  FORMAT(1H0,5X,120A1)
    RETURN
    END

```